SÉRIE A, Nº 3439
Nº D'ORDRE :
4311

THÈSES

PRÉSENTÉES À LA

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR-ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Georges ZBYSZEWSKI

1re THÈSE. — ÉTUDE STRUCTURALE DE L'AIRE TYPHONIQUE DE CALDAS DA RAINHA (PORTUGAL).

2me THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 2 Décembre 1958 devant la Commission d'examen.

MM. J. BOURCART, *Président*
H. TERMIER, E. ROCH } *Examinateurs*

BERTRAND (IRMÃOS) L.DA, Impr.
Travessa da Condessa do Rio, 7
LISBONNE

~~1959~~
1958

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41556011_0041

Série A, N° 3459
N° D'ORDRE :
4311

THÈSES

PRÉSENTÉES À LA

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR-ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Georges ZBYSZEWSKI

1re THÈSE. — ÉTUDE STRUCTURALE DE L'AIRE TYPHONIQUE DE CALDAS DA RAINHA (PORTUGAL).

2me THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 2 Décembre 1958 devant la Commission d'examen.

MM. J. BOURCART, *Président*
H. TERMIER, E. ROCH } *Examinateurs*

BERTRAND (IRMÃOS) L.DA, Impr.
Travessa da Condessa do Rio, 7
LISBONNE

1959

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen ..... J. PÉRÈS

G. JULIA	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
FOCH	T	Mécanique physique et expérimentale.
PAUTHENIER	T	Electrotechnique Générale.
De BROGLIE	T	Théories physiques.
PRENANT.....	T	Anatomie et histol. comparées.
GARNIER	T	Géométrie supérieure.
PERES	T	Mécanique des fluides et applications.
LAUGIER	T	Physiologie générale.
M. CURIE	T	Physique (S.P.C.N.).
BARRABÉ	T	Géologie struct. et géologie appliquée.
G. DARMOIS	T	Calcul des probabilités.
BOURCART.....	T	Géogr. physique et Géologie dynamique.
PLANTEFOL	T	Botanique.
GRASSE	T	Evolution des êtres organisés.
PREVOST	T	Chimie organique.
BOULIGAND	T	Application de l'analyse à la géométrie.
CHAUDRON	T	Chimie appliquée.
WYART	T	Minéralogie.
TEISSIER	T	Zoologie.
MANGENOT.....	T	Biologie végétale.
P. AUGER	T	Physique quantique et relativité.
PIVETEAU	T	Paléontologie.
ROCARD	T	Physique (E.N.S.).
H. CARTAN	T	Mathématiques (E.N.S.).
LAFFITTE	T	Chimie générale.
FAVARD	T	Géométrie supérieure.
COULOMB	T	Physique du Globe.
Mle COUSIN ...	T	Biol. animale (S.P.C.N.).
CHRÉTIEN	T	Chimie minérale.
P. DRACH	T	Zoologie.
KASTLER	T	Physique.
EPHRUSSI	T	Génétique.
WURMSER	T	Biologie physico-chimique.
RIVIÈRE.....	T	Géologie (S.P.C.N.).
GAUTHERET	T	Biologie végétale (P.C.B.).
LUCAS	T	Recherches physiques.
A. THOMAS	T	Biologie cellulaire.
ARNULF	T	Optique appliquée.
M. MORAND	T	Enseignement de physique.
SOLEILLET	T	Physique.
FORTIER	T	Mécanique expérimentale des fluides.
DANJON	T	Astronomie.
LAPORTE	T	Physique générale et radioactivité.
JANET	T	Mécanique analytique et Mécan. céleste.
PETIT	T	Biologie maritime.
QUENEY	T	Météorologie et dynam. atmosphérique.
GALLIEN	T	Embryologie.
EICHHORN	T	Biologie Vég. (S.P.C.N.)
De CUGNAC	T	Biologie Vég. (S.P.C.N.).
Mle CAUCHOIS ...	T	Chimie physique.
THELLIER	T	Physique du Globe.
L'HÉRITIER	T	Génétique.
GRIVET	T	Radioélectricité.
PONCIN	T	Mécanique générale.
DUBREIL	T	Arithm. et théorie des nombres.
QUELET	T	Chimie organique.
CAGNIARD.....	T	Géophysique appliquée.
CHAMPETIER.....	T	Chimie macromoléculaire.
CUVILLIER	T	Micropaléontologie.
JUNG	T	Pétrographie.
TRILLAT	T	Microscopie et diffraction électronique.
WIEMANN	T	Chimie organique et structurale.
JACQUINOT	T	Spectroscopie et physique céleste.
VASSY	T	Physique de l'atmosphère.
DESTOUCHES	T	Théories physiques.
PRUVOST	T	Géologie.
AMIEL	T	Chimie générale (P.C.B.).
HOCART	T	Minéralogie.
J. P. MATHIEU ..	T	Physique (P.C.B.).
COUTEAUX	T	Biol. animale (P.C.B.).
MAY	T	Biol. animale (P.C.B.).
CHOQUET	T	Calcul différentiel et intégral.
FELDMANN	T	Biologie (P.C.B.).
GUINIER	T	Physique des solides.
JOST	T	Physiologie comparée.
FORTET	T	Calcul des probabilités.
SCHWARTZ	T	Calcul différentiel et intégral.
CHOUARD	T	Physiologie végétale.
MALAVARD	T	Aviation.
BRELOT	T	Calcul différentiel.
NORMANT	T	Chimie organique.
BÉNARD.....	T	Chimie (P.C.B.).
BUVAT	T	Botanique (E.N.S.).
DUGUE	T	Statistiques mathématiques.
GELOSO.....	T	Chimie (S.P.C.N.).
SOULAIRAC	T	Psychophysiologie.
ULRICH.....	T	Physiologie végétale.
MARÉCHAL	T	Optique théorique et appliquée.
KIRRMANN	T	Théories chimiques.
CHADEFAUD		Botanique.
DESTRIAU	T	Physique (M.P.C.).
Mle Le BRETON.	T	Physiologie générale.
SALEM.	T	Mathématiques générales.
LELONG	T	Mathématiques générales.
DEVILLERS		Anatomie et histologie comparées.
EHRESMANN	T	Topologie algébrique.
FRANÇON		Physique (S.P.C.N.).
GLANGEAUD	T	Géogr. physique et géologie dynamique.
GODEMENT	T	Mathématiques (M.P.C.).
PISOT	T	Calcul des Probabilités.
ROCH	T	Géologie.
SCHATZMANN ...		Astrophysique.
TERMIER	T	Paléontologie stratigraphique.
ZAMANSKY	T	Mathématiques générales.

Lennuier	T	Physique (M.G.P.).
Rizet		Génétique.
Routhier		Géologie appliquée.
Mme Tonnelat .		Théories physiques.
Dixmier		Mathématiques (M.P.C.).
Souchay		Chimie générale.
Aigrain		Physique (P.C.B.).
Brusset		Chimie minérale.
M. Lévy		Physique théorique.
Lenormant		Physiologie.
Mme Chaix		Chimie biologique
Mme Hurel-Py .		Biologie végétale (P.C.B.).
Piaux		Chimie (P.C.B.).
Brun		Mécanique expérimentale des fluides.
Lederer	T	Chimie biologique.
Mme Dubreil ..	T	Mathématiques.
Mme Lelong ...	T	Mathématiques (E.N.S.).
Bellair	T	Géologie (S.P.C.N.).
Cotte	T	Physique (M.P.C.).
Dubois J. E.....	T	Chimie (S.P.C.N.).
Lamotte		Zoologie (E.N.S.).
Michel	T	Chimie (S.P.C.N.).
Olmer	T	Energétique Générale.
Rouault		Physique Générale.
Gauthier... ...	T	Mécan. appliquée.
Barchewitz.....		Chimie physique.
Brossel		Physique atomique.
Buser		Biol. animale (P.C.B.).
Camus		Biol. vég. (P.C.B.).
Castaing		Physique générale.
Curien		Minéralogie et cristallographie.
Moyse		Physiologie végétale.
Noirot.....		Evolution des êtres organisés.
Pannetier		Chimie (P.C.B.).
Possompes		Biologie animale (P.C.B.).
Pullmann		Chimie théorique.
Teillac		Phys. nucléaire et Radioactivité.
Tonnelat		Biologie physico-chimique.
Ville		Econométrie.
Willemart		Chimie (P.C.B.).
Dodé		Chimie.
Freymann		Physique (S.P.C.N.).
Guinochet		Biol. Végétale (Orsay).
Rollet		Chimie (P.C.B.).
Mle Josien		Chimie (P.C.B.).
Chevalley.....	T	Géométrie algébrique et théorie des groupes.
Desnuelle	T	Chimie biologique.

Secrétaire général ..... C. Monier.

AVANT PROPOS

En présentant ce travail de thèse je me fais un devoir de remercier tous ceux qui directement ou indirectement ont contribué á sa réalisation.

En tout premier lieu j'adresse l'expression de ma très sincère reconnaissance à Monsieur le Professeur JACQUES BOURCART *qui a su me communiquer son enthousiasme pour la Géologie et qui a décidé ainsi le choix de ma carrière.*

C'est sur la suggestion de Monsieur BOURCART *que j'ai choisi un sujet de thèse au Portugal et c'est en sa compagnie que j'ai réalisé mon premier voyage dans ce pays, ou je devais revenir et rester par la suite.*

En toute occasion Monsieur BOURCART *n'a cessé de me prodiguer ses conseils et ses encouragements, notamment dans la rédaction définitive de ce travail.*

Á mes Maîtres L. LUTAUD, L. BARRABÉ *et* CH. JACOB *qui ont guidé mes premiers pas sur le terrain et qui m'ont enseigné, chacun dans sa spécialité, les méthodes de travail en Géographie Physique, en Géologie Appliquée et en Géologie Générale, j'adresse un hommage reconnaissant.*

Mon souvenir chargé de tristesse va aussi à tous ceux qui ne sont plus : A. LACROIX, A. MICHEL-LÉVY, L. BERTRAND, L. CAYEUX, L. JOLEAUD *et* A. LANQUINE *qui m'ont aidé au cours de mes premiers travaux en me prodigant leurs conseils éclairés.*

C'est en 1935 que je suis arrivé au Portugal sur les conseils de Monsieur JACQUES BOURCART, *pour y étudier les terrains tertiaires et quaternaires du littoral. Ce premier voyage n'était qu'une prise de contact avec le terrain. Il fut subventionné par la Fondation E. et H. Nathan, de l'Académie de Paris.*

Les voyages suivants, pendant les années 1937, 1938 et 1939 furent réalisés avec l'aide de la Fondation Commercy, avec celle de la Commission des Missions Scientifiques et des Beaux Arts et avec celle de l'Instituto para a Alta Cultura, du Ministère d'Education Nationale du Portugal.

Ces voyages, avec de longs séjours sur le terrain, on été vivement encouragés par mes amis le Prof. F. LEITE PINTO, *actuellement Ministre de l'Education Nationale du Portugal, le Dr.* JOSÉ MANUEL DA COSTA *qui fut mon premier et mon seul professeur de langue portugaise, le Dr.* A. DE MEDEIROS GOUVÊA *qui fut mon premier compagnon de terrain en Alentejo et en Algarve, le Professeur* ORLANDO RIBEIRO *et le Professeur* CARLOS TEIXEIRA, *compagnons de nombreux voyages qui firent naître entre nous de solides liens d'amitié.*

En 1939 je revins au Portugal comme boursier du Service Central de la Recherche Scientifique, pour continuer mes travaux sur le Tertiaire des Bassins du Tage et du Sado. C'est à ce moment que l'Ingénieur ANTÓNIO VIANNA, *à la mémoire duquel j'adresse un souvenir*

ému, m'offrit le poste de Géologue des Services Géologiques dont il était le Directeur et qui était vacant depuis plusieurs années.

J'exprime ici mes sincères remerciements à Monsieur l'Ingénieur L. DE CASTRO E SOLLA, *Directeur Général des Mines et Services Géologiques, qui a toujours fait preuve pour moi de l'amitié la plus sincère et qui en toute occasion a pris la défense de mes intérets en facilitant ma tache de géologue, non seulement dans mes devoirs professionnels, mais aussi dans la préparation de ma thèse en autorisant notamment l'impression de la Carte Géologique des environs de Caldas da Rainha.*

À Monsieur l'Ingénieur A. DE CASTELLO BRANCO, *Directeur des Services Géologiques, je dois une gratitude toute spéciale, pour les témoignages d'amitié qu'il n'a cessé de me témoigner depuis que nous nous connaissons et pour l'appui qu'il m'a apporté dans la préparation de ma thèse en mettant à ma disposition le personnel du Service pour dactylographier celle-ci et pour faire les dessins qui l'accompagnent.*

L'amitié de l'Ingénieur J. GUIMARÃES DOS SANTOS, *Directeur du Serviço de Fomento Mineiro a aussi facilité une partie de la réalisation matérielle de ce travail.*

Mes remerciements vont encore à M. FRANCISCO DE BRITO CAMELLO, *qui m'a très amicalement autorisé à publier les résultats des recherches de Sel-gemme, réalisées grâce à son initiative et qui viennent apporter au présent travail un intérêt tout spécial; à* M. J. ROGER *pour les renseignements paléontologiques qu'il m'a envoyés; à* F. MOITINHO DE ALMEIDA *et à l'Abbé* R. MOUTERDE *pour toute l'aide qu'ils m'ont fournie dans la révision des pages dactylographiées.*

À tous les fonctionnaires des Services Géologiques qui m'ont aidé dans les levers sur le terrain, ainsi que dans la préparation des exemplaires de cet ouvrage avec leurs planches, leurs cartes et leurs tableaux, un bien amical merci.

I — GÉNÉRALITÉS

Après la fondation de la Commission Géologique du Portugal, la région de Caldas da Rainha fut étudiée successivement par CARLOS RIBEIRO, J. F. NERY DELGADO et PAUL CHOFFAT. Leurs minutes au 1:100.000ème ont servi à l'élaboration des trois éditions successives de la Carte Géologique du Portugal au 1:500.000ème, dont la dernière, date de 1899.

En dehors des notes sur les «vallées typhoniques», publiées par PAUL CHOFFAT [1881-82, 1883-87, 1914] un travail plus détaillé est resté inachevé par suite de la mort de cet illustre géologue.

Pendant la période qui suivit, les travaux géologiques furent détournés vers d'autres régions.

Beaucoup plus tard, l'étude des environs de Caldas da Rainha fut reprise au point de vue tectonique, par l'Ingénieur C. FREIRE DE ANDRADE, qui préparait son mémoire sur les vallées sous-marines de la côte portugaise [1937-38].

Enfin à partir de 1944, une campagne d'investigations géophysiques et de sondages fut commencée dans les environs de Caldas da Rainha et d'Obidos, sous l'instigation de la «Companhia Sais de Potássio Lda.» et de son administrateur M. Francisco Fernandes de Brito Camello.

C'est alors que nous avons été officiellement chargés par l'Ingénieur António Vianna, Directeur des Services Géologiques du Portugal, sur demande de l'Ingénieur António Bernardo Ferreira, Directeur du Serviço de Fomento Mineiro, de lever une carte géologique au 1:25.000ème de toute la région qui pouvait intéresser les recherches de sel-gemme et de sels de potasse.

Ce sont les résultats de ces travaux que nous présenterons plus loin.

Le présent travail montre les aspects multiples qu'offre la géologie des environs de Caldas da Rainha. Il comprend non seulement une étude de la structure de la vallée typhonique, mais aussi les divers problèmes qui se rattachent à celle-ci.

Après avoir traité de la stratigraphie de la région, nous y étudions la tectonique qui pour une part est spéciale aux terrains salifères. La description de cette tectonique est accompagnée par des commentaires sur des études expérimentales, réalisées antérieurement, pour vérifier l'origine des structures typhoniques.

Les ressources minérales et minières de la région sont étudiées à leur tour en insistant spécialement sur la présence des eaux minérales et du sel-gemme.

Les sondages de la Companhia Sais de Potássio Lda., les études géophysiques réalisées en rapport avec les recherches de sel-gemme et des sels de potasse et les résultats d'analyse du sel rencontré font l'objet d'autres chapitres.

En dernier lieu des remarques générales sur la tectonique salifère seront faites en comparaison avec les phénomènes semblables observés en d'autres pays.

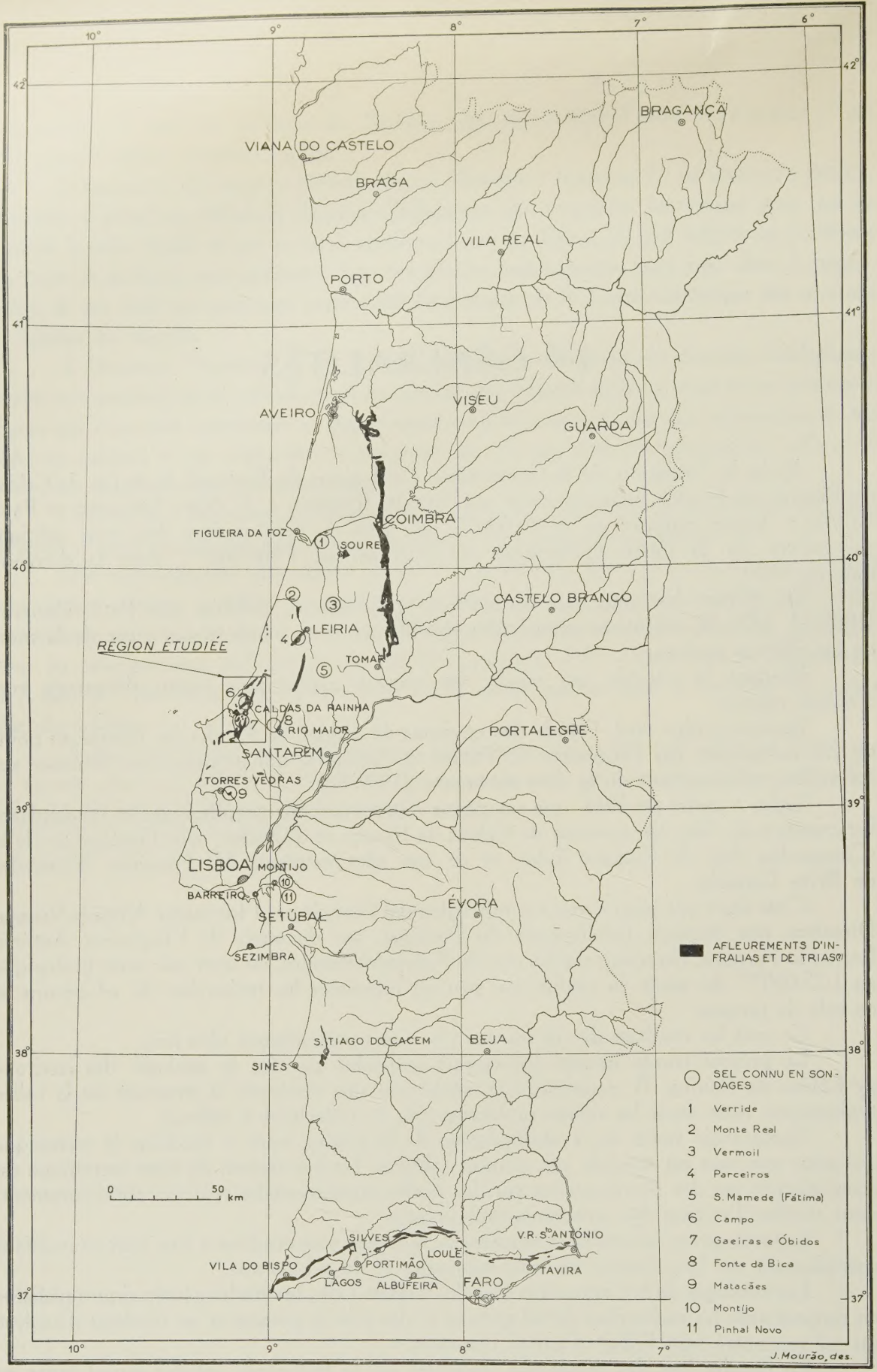


Fig. 1 — La distribution de l'Infralias et du sel gemme au Portugal

II — DÉFINITION DES AIRES ET DES VALLÉES TYPHONIQUES

Avant d'entrer dans la description géologique proprement dite, nous rappellerons brièvement les définitions des «aires» et des «vallées typhoniques» données par PAUL CHOFFAT.

C'est en 1881-82 que ces termes apparurent pour la première fois dans la littérature géologique, appliqués par cet auteur à des accidents tectoniques de type spécial, apparentés aux phénomènes diapiriques.

Le propre adjectif «typhonique» a été emprunté à la mythologie ancienne.

Typhon était le fils de Saturne et de la Terre. Pour venir au monde il déchira les flancs de sa mère.

En géologie, tout ce qui est «typhonique» implique donc l'idée d'une remontée ou bien d'une sortie plus ou moins violente de roches éruptives ou de matériaux plastiques, comprimés en profondeur, tels que les argiles et les marnes salifères ou gypsifères du Trias et du Lias inférieur.

En réalité, cette sortie «violente» comme on aime à se la représenter, a dû se faire d'une façon progressive.

Les phénomènes cités entraînent toujours la déformation plus ou moins complexe des couches de couverture, qui présentent alors un aspect rompu et sont souvent redressées à la verticale, au contact d'un noyau remonté de la profondeur.

Cette notion présentée comme nous venons de le faire, peut s'appliquer à n'importe quel phénomène diapirique.

D'après CHOFFAT [1914], «certaines chaînes de montagnes comme le Montejunto, la chaîne rasée de Leiria et autres, montrent sur une certaine longueur, une voûte anticlinale plus ou moins irrégulière, dont l'axe est formé par des strates d'âge variant du Lias au Jurassique supérieur, mais sur les points où cette voûte a été enlevée par l'érosion jusqu'à faire apparaître l'Infralias ou le Trias, on voit un anticlinal de constitution toute spéciale: *l'aire typhonique*».

«En général l'aire typhonique est limitée de chaque côté, par des failles plus ou moins verticales. Il semble alors que les deux massifs latéraux se soient enfoncés verticalement en provoquant un mouvement ascensionnel du massif, facilement déformable, du complexe Trias-Infralias».

Par contre CHOFFAT a observé qu'en d'autres endroits «l'Infralias paraît au contraire passer sous les calcaires et il semble alors que le massif compact ait glissé horizontalement par dessus le massif argileux; telle est surtout l'impression lorsque l'on voit des lambeaux de Jurassique supérieur reposer directement sur l'Infralias au milieu de l'aire».

Les «*vallées typhoniques*» seraient d'après PAUL CHOFFAT [1882] «des vallées limitées par des séries de failles et dont le fond aurait été soulevé à travers des terrains plus récents, au contact desquels il se trouve actuellement sur tout son pourtour».

Ce seraient des «vallées anticlinales, bordées presque toujours par des collines appartenant au Jurassique supérieur, dont les couches plongent vers l'extérieur, avec une inclinaison plus ou moins forte».

— «Elles se distinguent des vallées de rupture ou de soulèvement, en ce qu'elles ne présentent pas la série des strates normalement intercallées entre celles qui forment la base de leurs flancs et celles qui forment le sol de la vallée.

En outre les flancs de cette dernière ne paraissent pas se diriger vers un thalweg, ce qui lui donne l'aspect d'une plaine limitée par des collines de peu de hauteur».

D'une façon générale, la constitution d'une vallée typhonique, comme celle de Caldas da Rainha, est la suivante (Pl. C, fig. 22):

A — Le fond de la vallée est occupé par un noyau anticlinal, constitué par le Lias inférieur et peut-être partiellement par le Trias (Keuper).

Ce complexe est représenté par les formations suivantes:

1.º — Des marnes et des argiles salifères et gypsifères rouges, parfois maculées de bleu, de vert et de noir, auxquelles on a donné le nom de «marnes de Dagorda».

Ces marnes sont intensément plissées au centre des vallées typhoniques. Elles semblent l'être moins sur les bords, où elles plongent en pseudo-concordance sous les couches de la couverture jurassique.

2.º — Des calcaires plus ou moins dolomitiques, suivant les cas, noirs ou gris-jaunâtres, généralement compacts et souvent accompagnés par des brèches et par des cargneules. Ces calcaires se présentent généralement en bancs minces, souvent feuilletés, parfois argileux et presque toujours affectés par des inclinaisons très fortes qui se rapprochent de la verticale. Ils constituent, comme l'avait déjà dit CHOFFAT, des alignements de «cabeços» ou monticules rocheux, souvent très abrupts, plus ou moins parallèles aux flancs de la vallée. Quand ils sont à proximité de ces derniers, leurs couches plongent presque toujours dans le meme sens que celles de la bordure jurassique.

Le complexe infraliasique précédent est fortement raviné et recouvert par une couverture de terrains pliocènes et quaternaires. Il est en outre traversé par de nombreuses venues doléritiques, le plus souvent altérées et qui présentent des affleurements en dômes ou bien en filons.

B — Les bords des vallées typhoniques sont constitués par des calcaires et par des grès jurassiques ou crétacés, très fortement redressés dans la zone de contact avec les marnes infraliasiques du noyau anticlinal et beaucoup moins quand on s'en éloigne.

Dans le cas de la vallée de Caldas da Rainha, l'Infralias est, suivant les points, en contact direct avec le Bajocien, le Bathonien, le Lusitanien et le Kimmeridgien.

De place en place des accidents transversaux coupent les vallées typhoniques, leur passage étant jalonné par des sources salées et par des sources sulfureuses, ces dernières étant surtout localisées aux points d'intersection de ces accidents avec les contacts anormaux des bords des vallées typhoniques.

Selon l'opinion de CHOFFAT, les vallées typhoniques se seraient formées à partir d'une crevasse qui se serait ouverte dans la couverture primitive. Les lèvres de cette crevasse se seraient ensuite écartées, ce qui aurait permis aux terrains inférieurs de remonter jusqu'à la surface.

D'après le même auteur, les roches éruptives, à l'exception toutefois du cas spécial de Sezimbra, n'auraient pas eu de part active dans le phénomène. Elles auraient seulement profité des crevasses produites pour s'y introduire, s'y injecter et remonter ainsi jusqu'à la surface.

Pendant le soulèvement de l'anticlinal typhonique les couches de la couverture auraient été froissées sur les bords de la vallée, fortement redressées et parfois renversées parallèlement aux couches soulevées du noyau.

La vallée typhonique de Caldas da Rainha, d'orientation générale NE-SO, s'étend sur une longueur de 30 à 35 km. Son extrémité septentrionale a pour limite la vallée des rivières Alcôa et Baça, au Nord de Famalicão. Son extrémité méridionale se place au voisinage de Roliça et de Olho Marinho, par où se fait le raccord avec l'accident plus petit, mais de même style, de Serra de El Rei et de Bolhos.

L'aire typhonique de Caldas da Rainha, subit sur son parcours plusieurs torsions et comporte des élargissements et des rétrécissements. Ses parties les plus larges se trouvent d'une part entre Caldas da Rainha et Foz do Arelho (largeur maximum de 7 à 8 km) et d'autre part entre Roliça et Amoreira. Les parties les plus étroites se trouvent au Nord, dans le voisinage immédiat de Famalicão; au Sud dans le voisinage de Dagorda et de Sobral da Lagoa (largeur minimum d'environ 2 km).

L'ensemble de la vallée typhonique est couvert par trois cartes au 1:25.000ème qui sont du Nord au Sud, les feuilles de S. Martinho do Porto, Caldas da Rainha et Obidos. Dans le présent travail nous adopterons à plusieurs reprises cette subdivision en trois feuilles échelonnées du Nord au Sud.

III — GÉOLOGIE

Dans ce chapitre nous étudierons successivement les formations suivantes:

1.° — L'Infralias (Lias inférieur et Trias possible) du noyau anticlinal.
2.° — Le Jurassique et le Crétacé des bords de l'aire typhonique.
3.° — Les terrains pliocènes.
4.° — Les terrains quaternaires.

Dans les pages qui suivent, notre étude sera basée principalement sur nos levers géologiques personnels. Nous utiliserons ensuite quelques documents inédits, laissés par PAUL CHOFFAT, notamment plusieurs coupes géologiques.

1.° — L'infralias du noyau anticlinal

Comme il a été dit ci-dessus, l'Infralias de la vallée typhonique de Caldas da Rainha est essentiellement formé par des dépôts hettangiens et rhétiens, auxquels sont venues se joindre quelques remontées salifères, appartenant peut-être au Keuper.

Trois sondages, d'une profondeur supérieure à 300 m, ont été réalisés dans la région de Caldas da Rainha (Campo, Gaeiras et Obidos). Aucun des trois n'a atteint le substratum paléozoique. Comme nous le verrons plus loin, la succession géologique observée dans ces sondages est sensiblement la suivante:

Complexe gypseux (puissance vraie dans le sondage S. P. 1 de Obidos, environ 90 m).

e) Gypse, marnes gypseuses et intercalations calcaires
d) Marnes gypseuses et brèches à éléments calcaires
c) Gypse avec zones bréchiques
b) Argiles gypseuses
a) Anhydrite

Complexe salifère (puissance vraie dans le sondage S. P. 1 de Obidos, supérieure à 300 m).

g) Sel gris (hyalite)
f) Sel rouge et brèches salifères (niveau supérieur)
e) Sel gris avec marnes et brèches salifères (masse principale de sel-gemme)
d) Sel rouge (niveau moyen) et brèches salifères
c) Argiles rouges supérieures et brèches salifères
b) Sel rouge (niveau inférieur) et marnes salifères
a) Complexe argileux rouge inférieur, avec brèches salifères

Le sondage S. P. 1 de Obidos a atteint la profondeur de 1 035 m. Il a été arrêté dans des argiles salifères rouges, légèrement sableuses.

Vers la partie supérieure du complexe infraliasique, la série de Dagorda présente plusieurs intercalations de calcaires dolomitiques et de calcaires en plaquettes, en bancs réguliers feuilletés, accompagnés par des brèches et par des cargneules. Certaines de ces intercalations calcaires sont lenticulaires et ne présentent qu'un intérêt limité. D'autres par contre, sont beaucoup plus constantes et peuvent servir de niveaux repères dans une étude structurale de la vallée typhonique.

Ces calcaires contiennent des fossiles (gisements de Arelho, Obidos, Dagorda, Roliça, etc.) qui ont fait l'objet de deux citations successives de PAUL CHOFFAT. La première liste de fossiles donnée par cet auteur [1882] comprend les espèces suivantes:

Ampullaria angulata DESHAYES
Cypricardia delgadoi CHOFFAT (Provenance: Dagorda, Arelho)
Mytilus minutus GOLDFUSS
Avicula virgula TERQ. & PIETTE (Arelho)
Avicula conimbrica CHOFFAT (Arelho)
Harpax parkinsoni BRON. (Arelho)

Selon BOEHM [1903], *Cypricardia delgadoi* tombe en synonymie avec *Isocyprina germari* (DUNKER) que l'on connaît dans l'Hettangien (couches de Pereiros), dans le Sinémurien inférieur *(zone à Bohemia exilis)* et dans le Sinémurien moyen *(couches à Rostellaria costae)*.

Selon le même auteur *Cypricardia ribeiroi* doit s'appeler *Isocyprina ribeiroi* (CHOFFAT). On la connaît dans l'Hettangien (couches de Pereiros). Elle remonte jusqu'aux couches à *Gryphaea obliqua.*

Mytilus minutus devient *Modiola hoffmani* (NILSSON) connu dans l'Hettangien (couches de Pereiros) et dans le Sinémurien inférieur (zone à *Bohemia exilis*).

Boehm ne fait pas référence à *Avicula virgula.*

Avicula conimbrica devient *Gervilleia conimbrica* connue dans l'Hettangien et dans le Sinémurien moyen.

Selon RENZ [1912] *Harpax parkinsoni* doit s'appeler *Plicatula parkinsoni* connue dans l'Hettangien, le Charmouthien et le Toarcien.

En fonction des changements de nomenclature apportés par BOEHM, CHOFFAT publie en 1904 une deuxième liste de fossiles comprenant les espèces suivantes:

Katosira pimenteli (CHOFFAT)
Coelostylina algarbiensis BOEHM
Ampulospira subangulata (D'ORB.)
Isocyprina germari (DUNK.)
Modiola hoffmanni (NILSS)
Gervilleia conimbrica (CHOFFAT)
Gervilleia hagenowi (DUNK.)
Avicula cappelinii BOEHM.
Plicatula hettangiensis TERQ.

Dans cette deuxième liste *Katosira pimenteli* correspond à une forme qui avait été primitivement appelée *Cerithium pimenteli* par PAUL CHOFFAT [1887]. Cette première classification fut rectifiée par BOEHM [1903]. Cette espèce est connue dans l'Hettangien et dans le Sinémurien (aff.).

Coelostylina algarbiensis est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros).

Ampulospira angulata, primitivement appelée *Ampullaria angulata* par CHOFFAT, a vu sa classification rectifiée par BOEHM [1903]. Elle est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros).

Gervilleia hagenowi, devenue *Cuneigervillia hagenowi* (DUNKER), est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros) de même que *Avicula cappelinii*. Enfin *Plicatula hettangiensis* est connue dans l'Hettangien et dans le Sinémurien moyen (couches à *Rostellaria costae*). Elle avait été appelée primitivement par CHOFFAT [1894] *Harpax* cfr. *baylei*.

En plus des gisements fossilifères de Arelho et de Dagorda, des fossiles en mauvais état et peu déterminables spécifiquement ont été trouvés à l'Est du chateau d'Obidos et auprès de Columbeira. Auprès des moulins de Dagorda, CHOFFAT aurait observé l'existence d'une brèche d'Huitres qui, d'après lui, pourrait appartenir à un niveau plus moderne. A cause de cela il s'est demandé si celle-ci est bien en place. Nous verrons plus loin qu'un problème de même ordre se pose auprès de Famalicão.

A — L'INFRALIAS DE LA RÉGION DE S. MARTINHO DO PORTO

La zone axiale de l'anticlinal typhonique comprend un noyau infraliasique fortement érodé et recouvert par endroits par des sables pliocènes ou quaternaires transgressifs. Ce noyau est formé par des marnes rouges gypso-salifères (marnes de Dagorda), par des calcaires en plaquettes et par des calcaires dolomitiques.

Les affleurements de marnes rouges sont principalement développés sur le flanc occidental de la vallée typhonique. Le plus septentional et le plus important, s'étend depuis le Rio Alcôa jusqu'à Casal de Baixo, au Nord de Famalicão.

A partir de ce point, il se divise vers le Sud en deux branches, séparées par un anticlinal de calcaires fortement dolomitisés. La branche orientale disparaît à l'Ouest de Famalicão sous les sables pliocènes. La branche occidentale se termine au Sud de la route de Famalicão à Serra das Pescarias, sur le passage du contact anormal qui limite ici l'aire typhonique.

Plus au Sud, après une interruption de plusieurs centaines de mètres, les marnes de Dagorda réapparaissent et s'étendent le long de la bordure de l'aire typhonique, jusqu'à la baie de S. Martinho do Porto. En ce dernier point, comme à Bom Jesus, elle se chargent de gypse (Pl. II, fig. 3). Partout, le Pliocène transgressif empiète sur leurs affleurements.

Sur le flanc oriental de la vallée typhonique, les marnes de Dagorda peuvent être observées entre Valado dos Frades et Cela. Les affleurements se poursuivent ensuite vers le Sud, en se réduisant de largeur, jusqu'à l'Est de Mouchinha (Famalicão) où elles disparaissent sur une longueur de près de 2 km, sous les sables pliocènes.

Plus au Sud, les marnes réapparaissent à proximité de la Pousada de S. Martinho et se prolongent jusqu'au delà de Vale da Maceira.

*

Les calcaires dolomitiques et les calcaires en plaquettes du Lias inférieur existent en de nombreux points de la vallée typhonique.

Un premier affleurement est connu au Nord, en plein milieu du Paúl da Cela. Il porte une maisonnette qui, sur la carte au 1:25.000ème, est appelée «Casa da Moita».

Un deuxième affleurement, traversé par un filon doléritique, forme au Nord de Famalicão, un sommet élevé qui émerge des sables pliocènes et qui porte les ruines d'une ancienne construction (Quinta do Castelo). Des marnes rouges peuvent être observées au pied de cette colline, près de la ferme et du côté de la voie ferrée.

A quelques centaines de mètres au Sud-Ouest du sommet précédent, se dresse un dôme doléritique dont la roche est exploitée pour la fabrication de parallélépipèdes pour le pavage des routes. Sur la périphérie de ce dôme existe une brèche rougeâtre constituée par un mélange de marnes rouges et de calcaires dolomitiques brisés et légèrement métamorphisés. Elle s'est formée au moment de la mise en place de cet appareil éruptif.

Les calcaires dolomitiques forment encore, sur le bord oriental de la vallée, deux petits affleurements qui émergent des sables pliocènes et qui sont allongés suivant une direction NE-SW. L'un d'eux porte les ruines de l'ancien château d'Alfeizerão. Le plongement des couches y varie entre 30 et 50°, l'inclinaison se faisant vers le Sud-Est. Le deuxième affleurement se trouve à l'Est de Quinta do Gama, au Sud de l'affleurement précédent. L'inclinaison des couches à son extrémité septentrionale est de 35°, le plongement se faisant vers l'Est 20° Sud.

Sur le flanc occidental de la vallée typhonique la structure observée est plus compliquée. En effet la route de Famalicão à Serra de Pescarias traverse un massif calcaire formant anticlinal et que CHOFFAT avait consideré comme lusitanien. Dans le mémoire de C. FREIRE DE ANDRADE sur les vallées sous-marines de la côte portugaise [1937-38], le même massif calcaire est représenté sur la carte comme appartenant à l'Infralias.

La coupe donnée par CHOFFAT est peu compréhensible. Nous avons essayé de la refaire:

Comme on le verra plus loin, le bord occidental de la vallée typhonique est marqué par un contact anormal séparant les calcaires du Lusitanien (fortement redressés) des marnes infraliasique de Dagorda que l'on observe au Nord et au Sud de la route. Plus à l'Est, en avançant vers Famalicão on trouve des calcaires marneux jaunâtres qui plongent dans le même sens que le Lusitanien, c'est à dire vers l'Ouest. Plus loin, en suivant la route, on voit ces calcaires faire place à d'autres, plus ou moins dolomitiques, se débitant en plaques et en grandes dalles plates, portant à leur surface des mouches de calcite cristallisée.

Ces calcaires forment le flanc occidental d'un anticlinal rompu à l'Est. L'inclinaison des couches est sensiblement celle de la pente du terrain.

Les calcaires dolomitiques précédents passent progressivement à un calcaire gris-jaunâtre contenant de rares fossiles.

Dans les tranchées de la route ces calcaires recouvrent une couche de marnes avec petits graviers gris jaunâtres et nombreuses coquilles d'Huitres de petite taille, rappelant les Huitres du Jurassique supérieur. En dessous de ces marnes le noyau anticlinal est formé par des grès grossiers. Dans un ravin situé plus au Sud ces grès ont livré des Huitres plus grandes que les précédentes et ressemblant à d'autres, du Lusitanien, trouvées sur la périphérie de la vallée typhonique.

Le grain de cette roche est variable. On peut y observer des zones fines et d'autres plus grossières, contenant des graviers. Par certains aspects ces grès rapellent ceux de l'Aalénien de la péninsule de Peniche.

Après avoir traversé le noyau anticlinal précédent, on retrouve en redescendant vers Famalicão, des calcaires dolomitiques noirs, très fracturés, dont le plongement se fait vers le Nord-Ouest sous un angle de 70°.

En ce point la position des couches est perturbée par la présence d'une faille d'orientation NE-SW qui provoque plusieurs changements de pendage dans les calcaires dolomitiques.

Dans une deuxième coupe transversale passant par un ravin situé à quelques centaines de mètres au Sud de la coupe précédente, on observe un noyau anticlinal formé par des grès jaunâtres. Ces grès inclinent vers le Sud-Ouest sous un angle de 75°. Leur retombée vers le Nord-Ouest est probablement accentuée par la présence d'une faille.

De part et d'autre de ce noyau anticlinal existent des bancs de brèches à éléments anguleux de calcaires et des fragments d'Huitres.

Les calcaires dolomitiques qui recouvrent ces brèches, retombent vers le Nord-Ouest sous un angle de 40 à 50°. Au Sud-Est, les calcaires d'abord très inclinés, prennent un plongement de plus en plus faible, atteignent l'horizontale et reprennent ensuite une inclinaison de 30° vers le Sud-Est.

Des faits très analogues peuvent être observés sur la butte qui porte les moulins de Famalicão. A proximité d'un accident qui existe à l'Ouest des moulins, les calcaires dolomitiques plongent vers le Sud sous un angle de 20°.

Auprès des moulins, l'inclinaison se fait sous un angle de 45° vers le SSE.

Plus à l'Est le pendage diminue très sensiblement, puis augmente de nouveau pour atteindre 30° sur le versant oriental de la butte.

Au Nord de la route de Famalicão à Serra de Pescarias, les mêmes faits se reproduisent. Sur le flanc occidental de l'anticlinal, les calcaires dolomitiques ont une orientation N 40° E et sont verticaux. Près du sommet de l'anticlinal le pendage est encore de 20° vers le Nord-Ouest. A l'extrémité Nord-Est de l'affleurement il est de 15° vers le Sud-Est.

L'extrémité septentrionale de l'affleurement calcaire, se termine à l'Ouest de Casais de Baixo, contre une faille de direction N 30° W. Le calcaire se débite ici en grandes dalles inclinant vers le Sud-Est, avec un pendage de l'ordre de 15°. A l'Est de ce point, un rocher calcaire entouré par des marnes rouges, montre des pendages de 35°, les couches inclinent vers l'E 10° S. Enfin en bordure du Pliocène le pendage des couches calcaires atteint 75°, l'inclinaison se faisant vers le Nord-Est.

Sur le flanc oriental de l'anticlinal le pendage varie entre 35 et 40°. Les couches inclinent d'abord vers l'E 28° S, puis vers le N 40° E et enfin vers l'E 10° S. Plus au Sud, les calcaires dolomitiques sont affectés par une faille inclinée à 55° vers le Sud-Ouest. Sur son passage les calcaires prennent des inclinaisons qui varient entre 30° et 60°, tantot vers le Sud-Est et tantot vers le Nord-Ouest.

Il n'est pas encore possible de définir l'âge exact de ce massif calcaire.

S'il s'agit de Malm, comme l'avait pensé CHOFFAT, il faudrait admettre que ces calcaires auraient subi une dolomitisation secondaire intense, qui les fait ressembler aujourd'hui aux calcaires dolomitiques du Lias inférieur.

Au contraire, si l'on considère ces calcaires comme plus anciens que le Lusitanien, il faudrait les placer soit dans le Dogger, soit dans le Lias.

Quelques mauvais fossiles recueillis jusqu'ici, nous font croire à l'existence d'un lambeau lusitanien encadré par des formations du Lias inférieur.

De nouvelles recherches pourront nous éclairer sur ce point.

Entre Famalicão et S. Martinho do Porto, les calcaires dolomitiques se réduisent considérablement. Ils forment un chapelet de petits affleurements parallèles au bord de la vallée, qui émergent des sables pliocènes et sont souvent associés à des marnes rouges et à du gypse.

On peut y observer des inclinaisons très variables d'un point à l'autre.

Ainsi au SE de Bom Jesus, ils plongent sous un angle de 30° vers le Sud-Est.

A environ 850 m au Sud-Est du point précédent, le plongement est de 60° vers le Nord-Ouest. Enfin dans la partie haute de S. Martinho do Porto, les couches sont moins inclinées.

B — L'INFRALIAS DE LA RÉGION DE CALDAS DA RAINHA

C'est entre Foz do Arelho et Caldas da Rainha, que la vallée typhonique atteint sa plus grande largeur (7 à 8 kilomètres). Les affleurements de Lias inférieur peuvent y être séparés en trois groupes principaux:

a) — Un groupe occidental
b) — Un groupe central
c) — Un groupe oriental

a) — **Groupe occidental**

Sur le bord occidental de la vallée typhonique, les marnes rouges du Lias inférieur, forment une étroite bande qui s'étend depuis Cabeço da Vela jusqu'à l'entrée de Foz do Arelho, en contact anormal d'abord avec les calcaires bathoniens et lusitaniens, puis avec les grès du Kimmeridgien. L'affleurement s'élargit au Sud de Zambujeiro.

A l'Est de ce village plusieurs pointements de marnes sont entourés par les sables pliocènes, lesquels sont fortement relevés à leur contact (plongement de 60° dans le village de Espinheira).

A partir de Foz do Arelho, les marnes hettangiennes forment un long affleurement qui s'étend vers le Sud-Est jusqu'au Braço da Barrosa (Lagune d'Obidos).

Sur tout ce parcours, ces marnes sont en contact anormal avec les grès kimmeridgiens qui sont relevés à la verticale. Elles sont recouvertes en partie par les sables pliocènes, eux aussi souvent fortement redressés à leur contact.

b) — **Groupe central**

Dans la partie centrale de la vallée typhonique, l'anticlinal salifère de Campo est l'accident le plus important (Pl. B, fig. 9 et 10). Il est constitué essentiellement par des marnes, avec quelques enclaves calcaires formant une série de buttes alignées. Sa formation semble être contemporaine de la fin du Pliocène.

Le sondage S. P. 3 réalisé par la «Companhia Sais de Potássio, Lda.» a montré la présence, en profondeur, d'un complexe salifère très redressé, comprenant des marnes rouges avec une intercalation de 10 m de sel-gemme. Ces marnes correspondent, semble-t-il, aux formations inférieures du complexe salifère rencontré dans le sondage S. P. 1 auprès d'Obidos.

Au Nord-Ouest de la route de Caldas da Rainha à Foz do Arelho, la direction des couches et celle des plis, ont une orientation sensiblement NE-SW.

Dans la zone située immédiatement au Sud de la même route, la direction des couches change brusquement. Elle devient d'abord N-S puis très rapidement NW-SE. Ce rebroussement indique la présence d'un bouleversement qui se place dans le voisinage de Nadadouro. Les couches pliocènes, comprenant notamment des diatomites se trouvent ici, comme en bien des points, fortement redressées au contact du Lias inférieur. Il s'agit là encore de tectonique salifère.

Les affleurements de marnes rouges de la zone anticlinale de Campo, sont doublés à l'Est comme à l'Ouest par des alignements de lambeaux moins importants, comme par exemple celui de C. do Campo - C. do Brejo - Águas Santas, ou bien encore ceux de Nadadouro.

c) — **Groupe oriental**

Sur le flanc oriental de la vallée typhonique de Caldas da Rainha, les marnes du Lias inférieur sont en contact anormal, tantôt avec les calcaires du Lusitanien et tantôt avec les grès supérieurs. Elles constituent un long affleurement qui s'étend jusqu'à l'entrée de Caldas da Rainha et qui se trouve traversé au NNE de Tornada, par un filon doléritique.

En certains points, comme par exemple à l'Est de ce village, les marnes présentent un pendage très faible. Elles sont recouvertes en pseudo-concordance par des formations jurassiques.

C — L'INFRALIAS DE LA RÉGION DE OBIDOS

Les affleurements de Lias inférieur sont infiniment plus nombreux sur la feuille de Obidos, qui couvre toute l'extrémité méridionale de la vallée typhonique de Caldas da Rainha.

Les marnes rouges forment sur le bord occidental, un affleurement allongé qui s'étend depuis le Braço da Barrosa jusqu'à Casal das Figueiras.

Elles sont en contact anormal avec les grès supérieurs au Nord du Rio Arnoia. Au Nord de Carregal, leur inclinaison au bord de la route est de 65° vers l'Ouest-Nord-Ouest. Elles sont recouvertes en pseudo-concordance par les grès du Jurassique supérieur.

Au Sud du Rio Arnoia, les marnes rouges sont en contact avec les calcaires du Lusitanien, puis avec ceux du Dogger.

A l'Ouest de Casal das Figueiras, elles s'interrompent sur le passage d'accidents transversaux, pour réapparaître ensuite au SW de Quinta do Furadouro où elles vont se raccorder à l'affleurement hettangien de Serra de El-Rei.

Dans la partie centrale de la vallée typhonique on peut observer, dans les intervalles entre les divers alignements dolomitiques, des marnes rouges en couches très inclinées et parfois verticales, comme par exemple en bordure de la route de Obidos à Trás do Outeiro, où elles se chargent de gypse, ou encore dans les tranchées de la gare de Obidos.

Des affleurements de gypse sont connus en différents points de la région auprès de Obidos, Carregal, Trás do Outeiro, Dagorda, Amoreira, Columbeira et Pó.

Sur le bord oriental de la vallée typhonique, un affleurement de même type peut être observé au Nord du Rio Arnoia. Il est coupé transversalement par le filon doléritique de Gaeiras. L'inclinaison des couches marneuses dans cette zone est de l'ordre de 60° vers l'ESE.

Le sondage S. P. 2, réalisé près de Gaeiras, a montré l'existence, au milieu du complexe marneux, d'une épaisse série salifère.

Au Sud du Rio Arnoia le contact anormal entre les marnes rouges et les calcaires du Lusitanien se poursuit. A Quinta do Jardim, au Sud de Obidos, un forage a rencontré le sel-gemme à une profondeur de 100 m.

*

Les affleurements calcaires et dolomitiques peuvent être divisés en deux groupes:

a) — Les affleurements occidentaux
b) — Les affleurements centraux et orientaux

On peut y distinguer plusieurs alignements que nous décrirons ci-après en les désignant par les lettres A, B, C, D, E.

a) — Les affleurements occidentaux

Dans la région étudiée les alignements dolomitiques sont plus ou moins parallèles à la direction générale de la vallée typhonique. Mais plusieurs zones de fractures transversales, dont l'orientation générale est NNW-SSE, ont provoqué çà et là des déviations locales.

L'affleurement «A» est le plus occidental. Il s'étend depuis le Braço da Barrosa au Nord, jusqu'au Rio Arnoia au Sud. Il s'agit d'une barre de calcaires dolomitiques fortement inclinés, qui passe entre les villages de Arelho et de Carregal. L'affleurement est légèrement ncurvé. Son orientation générale est plus ou moins celle du bord de la vallée. Les incli-

naisons suivantes y furent observées: 80° vers l'ESE au Nord-Est d'Arelho et 68° vers l'ENE entre Arelho et Carregal. Au Sud de ce dernier point, les pendages varient entre 60° et 85° vers l'ENE.

Les calcaires qui viennent d'être cités disparaissent au Nord avant d'atteindre la route d'Obidos à la lagune. Cependant, les petits lambeaux qui se trouvent au bord de la lagune, peuvent être considérés comme leur prolongement.

Dans la petite île située au milieu de la baie, l'inclinaison des couches atteint 86° vers l'ENE.

Dans un petit affleurement calcaire situé auprès de Casal da Galiota l'orientation des couches est NW-SE. Le plongement est vers le WSW.

Plusieurs lambeaux de calcaires dolomitiques émergent des sables pliocènes sur la rive Sud de la rivière de Caldas. L'un d'eux peut être observé auprès de Quinta da Bregueira. Les couches, sensiblement verticales, ont une direction N 25° E.

Après une interruption locale, dûe au passage d'accidents d'orientation NNW-SSE, les calcaires réapparaissent avec une faible épaisseur à 600 m à l'Ouest de la mine de lignite d'Arneiro (alignement «B»). L'inclinaison observée en ce point est de 50° vers l'WNW. Après une inflexion vers le Sud, cet affleurement vient se terminer sur le versant d'un ravin situé à l'Est de Carregal.

Le pendage observé en ce point est de 60° vers l'WSW.

Entre Casal do Inácio et Casal do Santiago une forte barre de calcaires dolomitiques a une orientation générale ENE-WSW, (donc très différente de celles que nous avions rencontrées jusque là). Les couches ont un plongement de 70 à 85° vers le S 25° E.

Au voisinage de C. do Inácio elles inclinent de la même façon vers le Nord 24° Ouest. En ce dernier point l'affleurement se termine brusquement sur le passage d'un accident tectonique d'orientation NNW-SSE. Au contraire à son extrémité Est, au delà de Casal do Santiago, l'affleurement s'incurve vers le Nord et disparaît sous les sables pliocènes.

Avant de passer à la description de l'alignement suivant, nous signalerons encore l'existence à l'Ouest de Trás-do-Outeiro, d'un rocher dolomitique dont l'orientation est sensiblement NW-SE. L'inclinaison des couches y est variable d'un point à l'autre, mais toujours forte. La puissance des bancs calcaires diminue assez brusquement vers l'Est, l'affleurement disparaissant sur la limite occidentale du bassin de Trás do Outeiro.

Nous incluons dans notre alignement «D» trois affleurements de calcaires dolomitiques qui, de même que les antérieurs, semblent être des intercalations lenticulaires au milieu des marnes rouges hettangiennes. Le plus septentrional est celui du Casal do Francês, au SW de Caldas da Rainha, dont le prolongement a pu être observé au SW du village de Bairro. Les calcaires inclinent d'abord vers le NNW, puis plus au Sud, vers l'Ouest 30° Nord avec un pendage de 45°.

Cet alignement est interrompu sur le bord oriental du bassin de Trás-do-Outeiro. Mais nous pensons que l'épaisse barre dolomitique qui existe au Sud de ce village appartient encore à son prolongement.

Incurvé vers le Sud, cet alignement va se terminer sous les alluvions du Rio Arnoia, au bord de la route d'Obidos à la lagune. Cet affleurement a dû être séparé du précédent par des accidents affectant le bassin de Trás-do-Outeiro.

L'inclinaison des couches calcaires, observées au bord de la route, est de 75° vers l'E 25° N. Nous pensons que le petit lambeau calcaire qui existe sur la butte du moulin ruiné, au Sud du Rio Arnoia et au SE du sondage S. P. 1 correspond à l'extrémité méridionale du même alignement.

Entre Obidos et Roliça on observe un grand alignement de rochers dolomitiques qui n'est interrompu que par les vallées affluentes du Rio Real (Pl. III, fig. 1, 2, 3).

L'inclinaison des marnes rouges, mesurée dans la carrière ouverte autrefois sur le flanc Est de la butte des moulins de Dagorda, atteint 40° vers le NW. Mais les inclinaisons

des calcaires dolomitiques changent d'un point à l'autre. Au Sud de la route d'Obidos à Peniche les affleurements calcaires forment deux bandes séparées par des marnes rouges. Les inclinaisons varient entre 35° et 60° vers l'WNW. Mais plus au Sud les inclinaisons des calcaires augmentent et atteignent la verticalité en plusieurs points. A l'extrémité Nord de la butte de Raposa les couches plongent sous un angle de 65° vers l'ENE. Plus au Sud les couches inclinent à 40° vers l'WNW, arrivant à atteindre un pendage de 80°.

A l'Ouest de Roliça, les calcaires dolomitiques subissent une interruption locale sur le passage d'un filon doléritique très altéré, d'orientation W 30° N et qui paraît en relation avec le dôme éruptif de Roliça.

Dans les régions de Roliça, Columbeira et Pó, les rochers dolomitiques et calcaires ont des orientations très différentes de celles observées plus au Nord. Dans un premier alignement situé entre Roliça et Pó nous avons observé la présence de couches verticales dont l'orientation est Ouest 25 à 30° Sud. Plus à l'Est les inclinaisons varient beaucoup d'un point à l'autre.

Dans un deuxième affleurement qui s'étend entre Pó et Columbeira les calcaires dolomitiques sont presque verticaux et possèdent une orientation WNW-ESE.

b) — **Les affleurements centraux et orientaux**

Entre Obidos et Caldas da Rainha il existe un massif calcaire et dolomitique de forme irrégulière, coupé par divers accidents tectoniques et traversé par des filons de roches éruptives, presque toujours altérées.

Ce massif, dont la position est dans son ensemble plus ou moins synclinale, est plus large au Nord (Bairro, Mine de Tinoca, etc.) et se réduit vers le Sud à l'entrée du village de Dagorda, jusqu'à atteindre l'épaisseur d'un simple banc calcaire incliné à 70°.

Sur le bord oriental de ce massif, les calcaires dolomitiques présentent des inclinaisons extrêmement variables, influencées non seulement par la mise en place des filons doléritiques, mais aussi, au moins partiellement, par une faille qui passe à Casal das Caxinas et qui est le siège d'une circulation d'eau salée. Cette faille a une orientation NE-SW.

Sur le bord occidental du massif calcaire les couches sont fortement inclinées et plissées. Elles constituent un alignement rocheux (alignement «E») qui s'étend depuis le village de Bairro au Nord, jusqu'à celui de Dagorda, au Sud.

Cet alignement, dont l'orientation est NE-SW près de Bairro, s'incurve vers le Sud, puis vers le SE. Il traverse ensuite le Rio Arnoia pour se raccorder au rocher d'Obidos et se terminer au delà de ce dernier à l'entrée de Dagorda, où la direction des couches est sensiblement NNE-SSW.

La coupe transversale du rocher de Santo Antão de Obidos, passant pas Trás-do--Outeiro (Pl. B, fig. 12), nous montre d'Ouest en Est les formations suivantes:

a) — En contact avec les marnes rouges de l'Hettangien qui se développent au bord de la route de Obidos à Trás-do-Outeiro, un affleurement de calcaires dolomitiques coupés par diverses fractures et plongeant plus ou moins vers l'Est ou vers le Nord-Est.

b) — Plus à l'Est, un mince noyau anticlinal de marnes rouges.

c) — Une deuxième barre calcaire à couches très inclinées vers l'Est et constituant le flanc occidental d'un synclinal qui se développe dans cette direction, dans la zone voisine des mines de gypse de la C. U. F.

A quelques centaines de mètres au Nord de la chapelle de Santo Antão, existe un important filon de roche doléritique altérée qui métamorphise légèrement les marnes et les calcaires. D'autres filons peuvent être observés en différents points de la région comme par exemple à Casal do Paio, Bairro, Mine de la C. U. F., etc.

Le rocher d'Obidos correspond à l'extrémité méridionale du massif dolomitique (Pl. B, fig. 11). Les couches calcaires y présentent de fortes inclinaisons, mais variant d'un point à l'autre. Sur la face orientale du rocher, les marnes hettangiennes remontent sur le versant, en accompagnant une petite faille d'orientation NNE-SSW. Ces marnes sont en position anticlinale entre l'affleurement dolomitique du rocher de Obidos et la butte du moulin ruiné, située à l'Est du terrain des sports où les couches sont très inclinées.

D — L'ÂGE DES MARNES DE DAGORDA ET DES CALCAIRES DOLOMITIQUES

Les formations que nous venons d'étudier avaient été marquées sur la carte géologique au 1:500.000ème du Portugal [1898] sous la convention «T», qui veut dire Infralias et Trias indifférenciés. Mais aucun élément paléontologique n'est venu confirmer la présence de Trias au Portugal.

La faunule recueillie jusqu'ici dans les calcaires dolomitiques de la vallée typhonique de Caldas da Rainha est saumâtre. Elle est liasique.

Comme nous le savons, le complexe étudié se présente dans tout le pays avec les faciès typiques du Trias: conglomérats rouges, grès bigarrés, marnes bariolées, cargneules, gypse, anhydrite et sel gemme. Cela explique les raisons pour lesquelles on a admis l'existence probable de Trias supérieur (Keuper), impossible à séparer du Lias inférieur. Ce dernier est représenté au Portugal par deux catégories d'affleurements:

Les noyaux des «vallées typhoniques»

La zone de bordure du massif ancien qui comprend trois régions distinctes:

a) Au Nord du Tage, les affleurements qui s'étendent depuis Angeja jusqu'à Tomar.
b) Au Sud du Tage les affleurements de Santiago do Cacém et de Carrapateira.
c) Dans l'extrême Sud du pays, les affleurements de l'Algarve méridional.

C'est avec les affleurements de la région de Coimbra qu'il nous est plus facile d'établir des comparaisons, car c'est là que nous trouvons la série liasique la plus complète.

D'après CHOFFAT on y trouverait la succession suivante de bas en haut:

— Grès et conglomérats rouges reposant sur le Paléozoique (épaisseur 200-250 m). On y a recueilli dans les gisements de Conraria et de Portela, des restes de végétaux parmi lesquels il a été possible de reconnaître *Ginkgoites dilatata* (HEER) TEIX., *Voltzia ribeiroi* TEIX. etc. Ces formations ont aussi donné des *Phyloblatta*.

— Grès de teinte claire, avec lits calcaires et marneux à leur partie supérieure (épaisseur de l'ordre de 115 à 165 m). On y a trouvé des Mollusques de milieu saumâtre, des *Estheria* et des végétaux. La flore recueillie dans les gisements de Vacariça et de Peneireiro a donné *Clathropteris meniscoides* BROGN., *Otozamites conimbricensis* TEIX. et *Equisetites pseudohoerense* SAP. Il s'agit d'une flore rhétienne.

— Au dessus des grès de teinte claire se place la série hettangienne de Pereiros qui comprend deux ensembles lithologiques superposés:

A la base: un complexe de grès et d'argiles (puissance de 30 à 35 m) avec niveaux de calcaires, de calcaires dolomitiques, d'argiles rouges et bleues, etc.

Au sommet: un complexe de dolomies et de calcaires dolomitiques avec quelques intercalations d'argiles rouges et grises micacées (puissance de 85 à 100 m).

— Les couches de Pereiros sont surmontées par une série sinémurienne comprenant de haut en bas les zones suivantes:

Zone à *Arietites (Echioceras) raricostatus* } Sinémurien supérieur
Zone à *Oxynoticeras oxynotum* }
Zone à *Arietites (Asteroceras) obtusus*, correspondant aux couches à *Rostellaria costae* et *Nerinella* de CHOFFAT (Sinémurien moyen) — 40 m.
Zone à *Boehmia exilis* (Sinémurien inférieur) — 50 m.

Selon la liste de CHOFFAT la faune des couches de Pereiros, dans la région de Coimbra, comprend les espèces suivantes:

Cylindrobullina coarctata BOEHM
Cylindrobullina sharpei BOEHM
Coelostylina tumida BOEHM
Ampullospira subangulata (D'ORB.)
Promathildia turritella (DUNK.)
Neridomus liasina DUNK.
Taeniodon cf. ellipticus DUNK.
Homomya cuneata BOEHM
Isocyprina heeri CHOFFAT
Isocyprina seebachi BOEHM
Isocyprina germari DUNK.
Isocyprina porrecta (DUM.)
Macrodon bonneti CHOFFAT
Modiola hoffmanni NILSS.
Pteroperna camoensis BOEHM
Gervilleia conimbrica CHOFFAT
Gervilleia hagenowi DUNK.
Avicula capellinii BOEHM
Plicatula hettangiensis TERQ.
Harpax meridionalis BOEHM
Serpula trigona CAPELL.

Si l'on compare la faune recueillie dans le complexe gréseux avec celle trouvée dans le complexe dolomitique, on remarque ce qui suit:

Parmi les espèces spéciales au complexe gréseux, les plus importantes semblent être: *Macrodon bonneti*, *Avicula capelinii*, *Plicatula hettangiensis* et *Harpax meridionalis*.

On peut y ajouter *Katosira pimenteli*, *Promathildia turritella*, *Isocyprina heeri*, *Isocyprina seebachi*, etc. qui survivent dans le Sinémurien.

Parmi les espèces spéciales au complexe dolomitique, il faut citer:

Cylindrobullina coarctata, *Pteroperna camoensis*, *Gervilleia hagenowi*, auxquelles on peut ajouter *Ampullospira subangulata*.

Cylindrobullina sharpei, primitivement appelée par BOEHM *C. ammoni*, n'est connue au Portugal que dans l'Hettangien.

Coelostylina tumida n'est connue que dans les couches de Pereiros.

Ampullospira subangulata, primitivement appelée par CHOFFAT *Ampullaria subangulata* a été trouvée à Dogorda et dans la région de Coimbra où elle paraît être spéciale au complexe dolomitique supérieur des couches de Pereiros.

Neridomus liasina est connu à la fois dans les couches de Pereiros et dans la zone à *Boehmia exilis*.

Taeniodon ellipticus, connu dans les couches de Pereiros, paraît spécial au complexe dolomitique supérieur.

Homomya cuneata est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros) et dans le Sinémurien inférieur (zone à *Boehmia exilis*).

Isocyprina heeri est connue dans le complexe gréseux inférieur des couches de Pereiros (Hettangien) et dans la zone à *Boehmia exilis* (Sinémurien inférieur).

Isocyprina seebachi est connue dans les couches de Pereiros (Hettangien) et dans la zone à *Boehmia exilis* (Sinémurien inférieur).

Isocyprina germari est connue dans les couches de Pereiros (Hettangien), dans la zone à *Boehmia exilis* (Sinémurien inférieur) et dans les couches à *Rostellaria costae* (Sinémurien moyen).

Isocyprina porrecta n'est connue pour l'instant que dans les couches de Pereiros.

Macrodon bonneti avait tout d'abord été appelé *Arca bonneti* par CHOFFAT [1887] et figuré sous ce nom. BOEHM a rectifié cette classification en donnant le nom de *Macrodon bonneti* (CHOFFAT) qui est devenu maintenant *Parallelodon (Beushausenia) bonneti* (CHOFFAT). Cette espèce est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros).

Modiola hoffmanni, devenue *Modiolus hoffmanni* NILSSON est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros) et dans le Sinémurien inférieur (zone à *Boehmia exilis*).

Pteroperna camoensis est connue dans les couches de Pereiros (Hettangien), dans la zone à *Boehmia exilis* (Sinémurien inférieur) et dans la zone à *Rostellaria costae* et *Nerinella* (Sinémurien moyen).

Gervilleia conimbrica, devenue *Cuneigervillia hagenowi* (DUNKER), est signalée dans les couches de Pereiros et dans le Sinémurien moyen.

Gervilleia hagenowi, devenue *Cuneigervillia hagenowi* (DUNKER), paraît localisée dans le complexe dolomitique supérieur des couches de Pereiros.

Avicula capellinii est connue dans l'Hettangien (couches de Pereiros).

Plicatula hettangiensis est présente dans l'Hettangien (couches de Pereiros et dans le Sinémurien moyen (couches à *Rostellaria costae*).

Harpax méridionalis n'est connu que dans l'Hettangien de Pereiros. Il en est de même de *Serpula trigona*.

La faune recueillie dans le complexe de Pereiros montre que ce dernier est hettangien. BOEHM d'après cette faune, a cru pouvoir y distinguer deux zones caractérisées en d'autres pays d'Europe par des Ammonites. De haut en bas on aurait ainsi:

II — La zone à *Promathildia turritella* et *Isocyprina heeri* qui correspondrait dans d'autres pays à la zone à *Schlotheimia angulata*.

I — La zone à *Modiola hoffmanni* qui correspondrait ailleurs à la zone à *Psiloceras planorbis*.

Cependant CHOFFAT a fait remarquer qu'une telle subdivision n'était pas valable pour le Portugal, car *Modiola hoffmanni* qui devrait caractériser la zone inférieure des couches de Pereiros, se retrouve en abondance jusque dans le Sinémurien inférieur. Seuls *Harpax meridionalis* et *Plicatula hettangiensis* pourraient peut être prouver qu'il s'agit bien de la zone à *Ps. planorbis*.

Promathildia turritella et *Isocyprina heeri* caractérisent en général la zone à *Schlotheimia angulata*. Mais au Portugal elles abondent dès la base du complexe et remontent jusque dans le Sinémurien.

On pourrait donc se demander s'il y a mélange des deux zones ou bien si la totalité du complexe appartient à la zone II. Dans ce cas il faudrait rechercher l'équivalent de la première au moins dans une partie des grès sans fossiles.

A la base du Sinémurien il y a un changement notable de faune. Nous avons vu ci-dessus que le régime continental et lagunaire avait fait place peu à peu à un milieu saumâtre. Ce dernier à son tour va donner passage à un régime plus franchement marin.

Au Sinémurien on observe donc l'apparition subite d'abondantes *Gryphaea sublamellosa* de grands *Anisocardia*, de rares *Boehmia exilis*, *Cardinia*, *Montlivaultia* et peut être aussi des *Pholadomya* et des *Pleuromya*.

Ces genres sont connus dans l'Hettangien de la vallée du Rhône. Au Portugal on les trouve jusque dans le Sinémurien moyen caractérisé par des Ammonites.

Les couches à *Boehmia exilis* conservent un caractère d'ancienneté par suite de la présence d'un certain nombre d'espèces déjà connues dans l'Hettangien. La base du Sinémurien voit apparaître des *Nerinella*, *Rostellaria costae*, *Pholodomya* cfr. *athesiana*, *Modiola subcancellata*, etc.

Dans le Sinémurien de S. Pedro de Muel, *Arietites (Asteroceras) ptychogenos* a été trouvé à la partie inférieure de la série. *Arietites obtusus* apparaît dans les couches plus élevées.

Les espèces qui disparaissent après le Sinémurien inférieur sont *Boehmia exilis*, *Patella delgadoi*, *Homomya cuneata*, *Isocyprina heeri*, *Unicardium costae*, *Unicardium minus*, *Cardinia concinna*, *Modiola hoffmanni* et *Modiola lusitanica*.

La comparaison des faunes montre que l'Infralias de la région de Caldas da Rainha a pour équivalent latéral, dans la région de Coimbra, les couches de Pereiros. Il faut en conclure que la série de Dagorda est essentiellement hettangienne. Mais étant donné le style typhonique ou même diapirique de la tectonique locale, on ne doit pas exclure la possibilité de remontées salifères triasiques venues de la profondeur (KEUPER). Cependant rien de concret ne permet encore de faire une telle affirmation.

Le Sinémurien est inconnu pour l'instant dans la région de Caldas da Rainha. Cependant il n'est pas impossible que l'on en retrouve quelque lambeau isolé au milieu du complexe dolomitique situé au Nord-Est de Obidos.

2.° — Le Jurassique et le Crétacé des Flancs de la Vallée Typhonique

Comme il a été dit plus haut, les flancs de la vallée typhonique de Caldas da Rainha sont constitués par des formations jurassiques fortement redressées et parfois même renversées au contact avec les marnes rouges de l'Infralias.

Ce Jurassique est représenté, selon les points, par le Bajocien, le Bathonien et le Lusitanien.

Le Bajocien est connu à l'entrée de la gorge du Rio Real, en dessous de Sobral la Lagoa (Pl. VII, fig. 1, 2, 3), ainsi qu'à l'Ouest de Olho Marinho.

Le Bathonien et le Callovien ont été signalés par CHOFFAT en bordure de la Serra do Bouro et dans la Serra de El-Rei.

Le complexe lusitanien est le plus développé dans les zones de contact. Il comprend à sa base des calcaires, surmontés par des grès, des marnes et des argiles. A sa partie supérieure se placent les couches à *Lima pseudo-alternicosta* et les grès sans fossiles qui les recouvrent. Ces formations ont été jusqu'ici considérées comme kimmeridgiennes. Mais les études récentes des géologues SEIFERT et TRZESNIOWSKI au service de la «Companhia dos Petróleos de Portugal» ont montré qu'il n'était pas possible de les séparer du Lusitanien.

Le Crétacé est représenté par les «Grès de Torres Vedras» dont les affleurements sont localisés à l'Ouest de la lagune de Obidos, au voisinage de la côte. Dans la région étudiée ils ne sont jamais en contact avec l'Infralias.

A — LE BORD OCCIDENTAL DE LA VALLÉE TYPHONIQUE

Le bord occidental de la vallée typhonique présente un contour irrégulier que l'on peut suivre depuis la vallée des fleuves Alcôa et Baça jusqu'à la baie de S. Martinho do Porto et de là jusqu'à Zambujeiro où il décrit une profonde inflexion vers l'Ouest.

A partir de Foz do Arelho, le bord de la vallée prend une orientation NW-SE jusqu'à Sobral da Lagoa où il s'infléchit de nouveau vers l'Ouest, pour rejoindre la vallée typhonique de Serra de El-Rei, au delà de Olho Marinho.

a) — Le Jurassique de la région de S. Martinho do Porto

Dans sa partie Nord, entre la vallée des fleuves Alcôa et Baça et la baie de S. Martinho do Porto, le flanc occidental du grand accident typhonique de Caldas da Rainha est représenté par un alignement de collines qui atteignent l'altitude de 174 m à Serra das Pescarias, 119 m à Serra de Mangues et 98 m au Facho, près de S. Martinho do Porto. Celles-ci sont formées à leur base par les calcaires du Lusitanien supérieur, recouverts par la série citée plus haut et qui incline ici, régulièrement vers l'Océan.

Du Nord-Est au Sud-Ouest nous avons pu relever dans cette série les pendages suivants:

A 250 m au SE du Casal do Mota, pendage de 35° vers le NW.
A 250 m environ au SW du Casal das Picotas, pendage de 30° vers le NNW.
A 625 m à l'Est du Casal do Morgado, pendage de 25° vers le NNW.
Auprès du signal géodésique de Pescarias, pendage de 25° vers le NW.
Au NW de Bom Jesus, pendage de 25° vers le NW.
A l'Ouest de Venda Nova, pendage de 30° vers le NW.
Au Nord de Mangues, pendage de 30° vers le NNW.

Les inclinaisons sont modérées dans la zone proche de l'Océan. Au contraire les couches se relèvent très fortement quand on se rapproche du contact anormal avec les marnes rouges de l'Infralias. Auprès de ce dernier nous avons observé les pendages suivants, du Nord-Est au Sud-Ouest:

Au Nord de Casal das Picotas, pendage de 20° vers le NW.
Au Sud de cette ferme, les calcaires après avoir pris la position verticale inclinent fortement vers le SE et sont renversés sur les grès supérieurs.
A l'Est du signal géodésique de Pescarias, les calcaires ont un pendage de 70° vers le SE.

La route de Pescarias à Famalicão nous donne une bonne coupe des formations jurassiques (Pl. A, fig. 2 et 5). Le pendage des grès, auprès des maisons du premier de ces villages est de 25° vers le Nord-Ouest. Le plongement des couches augmente peu jusqu'à proximité des calcaires du Lusitanien inférieur. Par contre ces derniers se redressent assez brusquement pour atteindre la verticale. En plusieurs points ces calcaires sont fortement retroussés et même renversés sur les grès supérieurs (Pl. I, fig. 2, 4).

Au Sud de la route les calcaires sont verticaux, mais reprennent progressivement leur inclinaison normale vers le NW quand on va vers S. Martinho do Porto.

C'est ainsi qu'à l'Ouest de Mangues le plongement est de 45° vers le NW. A l'Ouest de Quinta dos Cravos il est de 50°. Dans les tranchées de la route de S. Martinho au Facho on retrouve un retroussement local des calcaires au contact des marnes de l'Infralias. Le Lusitanien calcaire et les couches gréseuses sont fracturés et redressés à la verticale. Mais

en remontant vers l'Ouest les couches reprennent, sur une distance d'une dizaine de mètres, une inclinaison régulière d'environ 20° vers le NW.

Les collines de Mangues et de Pescarias sont coupées au Nord et au Sud par des zones de fractures.

Au Nord, deux failles parallèles ont été observées au voisinage de Casal do Mota. Elles ont une orientation sensiblement NW-SE et provoquent un abaissement local des calcaires lusitaniens. Nous pensons que d'autres accidents de même orientation doivent passer par la gorge qui livre passage aux fleuves Alcôa et Baça, au Sud de Nazaré. Ils seraient masqués par les alluvions de la vallée.

Auprès de S. Martinho un important faisceau de failles peut être observé dans les falaises du Facho. Leur orientation est sensiblement NW-SE. L'inclinaison de plusieurs d'entre elles est de l'ordre de 70°.

A l'Ouest de Serra de Pescarias et de Mangues, la côte se présente sous deux aspects très différents. La section septentrionale comprise entre l'estuaire des fleuves Alcôa et Baça, au Nord, et le village de Salgados, au Sud, est basse.

Elle est bordée par un cordon de dunes qui sépare de la mer, la petite dépression alluviale de Quinta de S. Gião.

A l'Est de cette ferme il existe un dépôt, assez développé, de sables jaunâtres et roses qui ont été considérés jusqu'ici comme pliocènes en raison de leur faciès très semblable à celui des sables de même âge de la vallée typhonique de Caldas da Rainha, mais qui en l'occurence pourraient être quaternaires.

Ce dépôt remonte depuis le fond de la vallée de S. Gião jusqu'à l'altitude de 60 à 70 m sur le versant de la Serra.

Au Sud de Salgados, les dunes disparaissent pour faire place à une falaise qui s'élève progressivement vers le Sud-Ouest pour atteindre 95 m de hauteur au Facho, près de S. Martinho do Porto. Ce dernier local a été, il y a quelques années, le théatre d'un glissement de terrain des plus spectaculaires. La colline entière portant le signal géodésique, a commencé à s'affaisser vers la mer (Pl. I, fig. 3).

La Serra de Pescarias a été successivement étudiée par CHOFFAT en 1879, 1881 et 1892. Une première coupe en a été publiée en 1882 [Vallées typhoniques, p. 274, fig. 2]. Dans les notes inédites laissées par CHOFFAT on lit que la coupe de Famalicão à Pescarias «varie selon les points par où on la fait passer».

Nous reproduirons ci-joint les diverses coupes données par CHOFFAT:

COUPE DE 1892 PASSANT À 500 M AU SW DE PESCARIAS (Pl. A, fig. 1):

Nous y observons de haut en bas la série suivante:

m) Dunes littorales
l) Terrains alluviaux marécageux
k) Terrain couvert
j) Couches à grosses oolithes
i) Grès jaunes et marnes grises
h) Bancs à *Ptygmatis* du groupe de *bruntrutana*
g) Niveau à petites *Isognomon rugosa*, *Cyrena securiformis*, Nérinées et Polypiers
f) Grès fins jaunâtres en bancs assez compacts
e) Marnes grises
d) Calcaire à Huitres (plongement de 45°)
c) Calcaire gris cendré
b) Marnes (couvertes)
a) Calcaires à Huitres

D'après CHOFFAT les calcaires «a» seraient lusitaniens. Les couches «b» à «d» le seraient très probablement aussi. Les couches «e» à «k» représenteraient le Kimmeridgien. Les formations «l» et «m» sont modernes.

D'après le Dr. SEIFERT les couches «e» à «k» appartiendraient elles aussi au Lusitanien.

COUPE DE FAMALICÃO, PASSANT PAR SALGADOS (CHOFFAT, 1892)

Elle présente de l'Ouest à l'Est les formations suivantes (Pl. A, fig. 4):

ml — Quaternaire du littoral
9 — Marnes rouges avec un banc dur intercallé
8 — Occupé par le moulin près de Venda Nova
7 — Calcaire marneux du Malm avec pendage de 30° vers l'Ouest.
6 — Calcaire à *Ostrea solitaria* plongeant tantot vers l'Ouest et tantot vers l'Est, avec un pendage de 85°.
5 — Couvert
4 — Calcaire dolomitique plongeant vers l'Ouest sous un angle de 60°.
3a — Malm fossilifère, gris-cendré, avec pendage de 30° vers l'Ouest.
g — Grès
4a — Calcaire gris, rigide, dolomitique. Pendage de 85° vers l'Est.
3 — Dalles plongeant vers l'Est sous un angle de 40°, puis marnes et calcaires ayant un pendage de 85° vers l'Ouest.
mr — Marnes de Dagorda.
P — Sables fins micacés jaunâtres avec quelques lits de galets roulés. Un exemplaire de *Trochalia grandis* a été recueilli par CHOFFAT en surface. Cette formation repose, à l'Ouest de Famalicão, sur les marnes de Dagorda et incline vers le village avec un pendage de 10°.

COUPE DE FAMALICÃO, ANALOGUE AU PROFIL PUBLIÉ EN 1879-81.

Elle présente de l'Ouest à l'Est les formations suivantes (Pl. A, fig. 3):

8c — Couches à grosses oolithes ou concrétions de la grosseur d'une noix, avec beaucoup de Nérinées, à 1 km SW de Salgados.
Une ancienne récolte faite dans ces couches à 350 m SW de Quinta de S. Gião a donné un exemplaire de *Isognomon polita.*
8b — Calcaire pétri de Nérinées, principalement de *Ptygmatis* et de Polypiers.
8a — Calcaire avec *Ceromya excentrica* et *Trigonia.*
7 — Complexe de marno-calcaires surmontés par des marnes et par des grès rougeâtres avec quelques bancs jaunes. On y a recueilli *Mytilus subpectinatus.* L'épaisseur de ce complexe est de l'ordre de 300 à 400 m. Le complexe marneux passe au Sud de la cote 166, et du signal géodésique de Mangues. Il se termine en mer dans la falaise du Facho.
6 — Calcaire gréseux gris-jaunâtre ayant donné auprès de S. Martinho: *Lepidotes, Pseudomelania, Isocardia striata, Mytilus subpectinatus,* etc. (épaisseur 10 m). Il est recouvert par un calcaire compact à grosses oolithes avec nombreuses Huitres, radioles d'Oursins, *Pseudomelania, Mytilus subpectinatus,* etc. (épaisseur 10 m).
5 — Marnes rouges avec gypse paraissant remplir les fentes, dans le sens des couches (épaisseur environ 10 m).

4 — Calcaires noirs. Vers la base du premier massif se trouvent des dolomies caverneuses. Ils cachent un pointement de grès avec quartzites bien roulés.
3 — Marnes, marnocalcaires et grès avec polypiers (Malm).
2 — Typhon d'ophite. A l'Est et à sa base se trouve une bande de marnes rouges, ainsi que des blocs épars de calcaires dolomitiques.
1 — Versant de la colline de Raposa formé par des grès, avec environ 5 m de calcaires vers la base. La partie inférieure de ces derniers est masquée par les sables tertiaires et quaternaires. Elle doit être en contact avec les marnes rouges.

Si nous considérons la position stratigraphique des fossiles cités dans les coupes précédentes nous remarquons que:

Isognomon rugosa (MUNST.) a été citée par CHOFFAT (1901) sous le nom de *Perna rugosa* dans le Freixialin d'Arrábida et dans le Pterocérien de la contrée de Torres Vedras. Elle est également signalée par CHOFFAT dans le Lusitanien du Cap Mondego (notes manuscrites). Il s'agirait surtout d'une forme ayant vécu pendant le Kimmeridgien et le Portlandien, mais qui apparaîtrait au Portugal dans les couches les plus élevées du Lusitanien.

Isognomon polita (SHARPE), devenue maintenant *Cuneigervillia polita* (SHARPE), n'est connue d'après CHOFFAT que dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta*. Elle pourrait cependant apparaître déjà un peu plus bas, dans le Lusitanien supérieur.

Cyrena securiformis (SHARPE) a été signalée par CHOFFAT [1901] dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta*, dans le Freixialin et dans le Pterocérien. C'est une forme qui apparaît dans les niveaux les plus élevés du Lusitanien et qui remonte jusqu'au Portlandien avec possibilité de passage à l'Infravalangien.

Ostrea solitaria SOW. est une Huitre du Lusitanien.

Ceromya excentrica AG. est une espèce nettement lusitanienne, signalée dans les couches à *Pseudodiadema conforme* d'Arrabida et dans celles de Cabaços.

Mytilus subplicatus D'ORB. a été cité par CHOFFAT [1893] dans le Lusitanien de Cabaços. Il existerait aussi (notes inédites de CHOFFAT) dans celui de Fonte Quente (Leiria).

Isocardia striata D'ORB. est une espèce qui existe déjà dans le Bathonien et qui remonte jusque dans le Lusitanien (Arrábida, Cap Mondego).

Nerinea (Trochalia) grandis est connue dans le Lusitanien d'Alenquer.

Le voisinage de la baie de S. Martinho est marqué par la présence de nombreuses failles et de nombreux décrochements dont quelques uns sont très importants.

L'existence de la propre baie et de son étroit goulet est dûe en grande partie à ces accidents.

Au Nord de la baie, on peut observer un certain nombre de ces failles dans les tranchées de la route qui monte vers le Facho, dans les falaises au Sud de ce point, ainsi qu'à l'extrémité du quai, auprès du goulet.

La direction dominante de ces accidents est NW-SE. Les inclinaisons des plans de faille sont variables d'un point à l'autre. Dans la falaise du Facho nous avons noté une inclinaison de 70° vers le WNW.

Un deuxième groupe de failles, moins apparent, existe à l'Est du Facho. Il a une direction NNW-SSE.

On nous a signalé l'existence d'une source sulfureuse qui serait située à l'extrémité du quai dans le port de S. Martinho. Si elle existe réellement elle pourrait être en relation avec l'un des accidents signalés plus haut.

Au Sud-Ouest de la baie de S. Martinho do Porto, le bord occidental de la vallée typhonique est littéralement haché par de nombreuses failles et décrochements. Nous en reparlerons ci-après.

Sur la rive septentrionale de la baie de S. Martinho, les marnes à gypse de Dagorda sont en contact direct et anormal avec les calcaires du Lusitanien. (Pl. II, fig. 2). Il en est de même sur la rive Sud, dans la falaise de Alfândega Velha, puis sur la rive gauche du Rio Salir en deux pointements qui émergent des dunes, enfin en plusieurs points au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest de Salir do Porto.

Les calcaires dolomitiques existent eux aussi dans la même région. On peut y observer les affleurements suivants:

a) — A 250 m au Nord de la station de Salir
b) — A l'Ouest de Salir do Porto, où ils constituent le Cabeço do Castelo.
L'un des pendages que nous avons pu y observer est de 70° vers le NE.
c) — A l'Est de Casais do Almeirão où les calcaires sont exploités, le plongement est de 40° vers l'ENE.
Une faille verticale d'orientation NW-SE traverse ces calcaires.
d) — Au milieu des maisons de Casais de Salir.

Les calcaires du Lusitanien s'étendent depuis les ruines de la chapelle de Santa Ana, au Sud-Ouest de S. Martinho, jusqu'au bord méridional de la carte.

Le plongement des couches se fait vers le Nord-Ouest. Mais sur le passage des failles transversales ainsi qu'à proximité du contact anormal qui sépare les calcaires lusitaniens des marnes de l'Infralias, les calcaires sont souvent fortement redressés.

A l'Ouest de Salir, nous avons pu observer les pendages suivants: 60° vers l'E 25° S; 80° vers le S 30° E; 40° vers l'E 30° S.

Les formations calcaires et gréseuses plus élevées dans la série jurassique montrent les pendages suivants:

Au Nord de Salir, pendage de 30° vers le N 20° E.
Dans la falaise au SW de Salir, 30° vers le NNE.

Entre Outeiro Grande et Casais da Boa Vista les calcaires lusitaniens disparaissent localement sur le passage d'accidents transversaux d'orientation NW-SE et sont recouverts par des sables pliocènes.

Toute la région entre la baie de S. Martinho do Porto et Casais da Boa Vista est coupée par de nombreuses failles. En certains points de la falaise littorale, la surface de certains bancs calcaires, qui inclinent vers l'Océan, apparaît un peu comme un clavier, dont les touches seraient dénivelées les unes par rapport aux autres à l'une de leurs extrémités.

Il n'est pas facile de suivre les divers accidents lorsqu'on s'éloigne de la zone des falaises. Ils disparaissent masqués par des pierrailles, par des cultures et par des zones de maquis.

La falaise maritime nous montre, par contre, de bonnes coupes (Pl. I, fig. 1) où il est possible de bien observer les inclinaisons des failles et leurs rejets.

Du Nord au Sud les failles principales qu'il nous a été possible d'observer sont les suivantes:

A l'entrée de la baie de S. Martinho, au Nord de Salir:

Direction: WNW-ESE, inclinaison: 80° vers l'NNE
Direction: NW-SE, inclinaison: 80° vers le NE
Direction: WNW-ESE, inclinaison vers le SSW
Au Nord-Ouest de Salir:
Direction WNW-ESE, inclinaisons 30° vers le SSW.

A l'Ouest de Salir une très importante faille, montrant un grand miroir, a une orientation WNW-ESE et une inclinaison de 60° à 70° vers le SSW. Au bord de l'océan cette faille est visible dans la falaise de la plage. Sur sa lèvre Nord les couches sont verticales. Sur sa lèvre Sud elles inclinent sous un angle de 30° environ vers le Nord-Est.

A quelques centaines de mètres de la faille précédente on peut en observer une autre dont l'orientation est sensiblement NW-SE. Elle a la même inclinaison que la faille précédente.

Plus au Sud on retrouve trois autres failles de direction sensiblement NW-SE. L'inclinaison est de l'ordre de 70° vers le SW. La faille située le plus au Sud semble avoir un rejet de l'ordre de 15 m.

En allant vers de Sud-Ouest nous trouvons encore deux failles d'orientation WNW--ESE, l'une d'elles ayant une inclinaison de 20° et l'autre de 50°.

A partir de ce point, vers le Sud, nous avons noté les failles suivantes:

8 failles sur une distance de 100 m. Leur orientation est NW-SE.
1 faille WNW-ESE avec une inclinaison de 65° vers le SSW.
2 failles d'orientation NW-SE. Toutes deux ont des inclinaisons de 60 à 65°, l'une se faisant vers le NE et l'autre vers le SW.

Plus au Sud, il existe encore 3 ou 4 failles de même style. Elles sont les dernières du faisceau d'accidents qui vient d'être décrit.

b — **Le Jurassique de la région de Caldas da Rainha**

Nous avons vu qu'auprès de Casais de Boa Vista, la direction des couches du complexe gréseux supérieur était sensiblement NE-SW. En allant vers le Sud cette direction devient N-S. A partir de Cabeço da Vela elle change plusieurs fois. Elle est d'abord NE-SW, puis E-W. En se rapprochant de Foz do Arelho elle devient N-S. Enfin au Sud de cette localité elle devient NW-SE.

Des accidents d'orientation NW-SE existent sur l'emplacement de la lagune de Obidos, autant que l'on peut en juger par les variations existant dans l'orientation des plis et par les anomalies de pendages que l'on peut noter ici ou là.

La coupe de Serra do Bouro donnée par Choffat d'après J. F. Nery Delgado part d'un point situé à 1 100 m au Nord du signal de Bouro et se termine à Gaeiras, au SSE de Caldas da Rainha. Elle est la suivante (Pl. A, fig. 6):

1 — Grès micacés jaunes à gros éléments. Plongement WSW.
2 — Grès micacés fins, rouges.
3 — Sables et graviers pliocènes, autour du signal de Bouro.
4-5 — Calcaire compact fossilifère gris à Nérinées et Polypiers.
6 — Calcaire analogue au précédent et contenant des Natica et des Bivalves.
7 — Calcaire avec *Isognomon polita.*
8-9 — Calcaire contenant des *Cyrena securiformis* de petite taille (Couche à *turbinata* ?).
10 — id. avec *Nerita bisinuata, Cyrena securiformis,* etc.

PLANCHE A

Fig. 1 — Coupe passant à 500 m au SW de Pescarias (d'après des notes inédites de Choffat, 1892). — Voir page 27.

Fig. 2 — Coupe passant par Famalicão (Choffat, 1882). — Voir page 26.

Fig. 3 — Deuxième coupe passant par Famalicão (d'après des notes inédites de Choffat, 1879-1881). — Voir page 28.

Fig. 4 — Troisième coupe passant par Famalicão (d'après des notes inédites de Choffat, 1892). — Voir page 28.

Fig. 5 — Détail du sommet calcaire à l'Ouest de Famalicão (d'après des notes inédites de Choffat).

Fig. 6 — Coupe transversale de Serra de Bouro, d'après des notes inédites de Nery Delgado et de Choffat. — Voir page 31.

Fig. 7 — Coupe du Bathonien de Serra de Bouro (d'après des notes inédites de Choffat). — Voir page 35.

FIG. 1

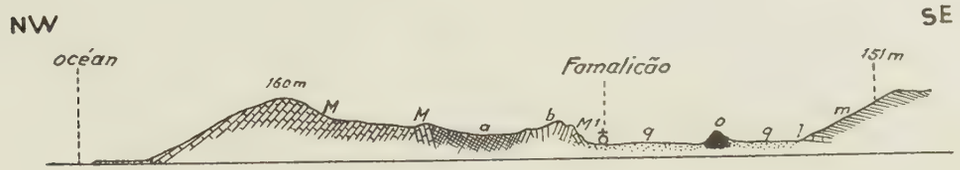


FIG. 2

FIG. 3

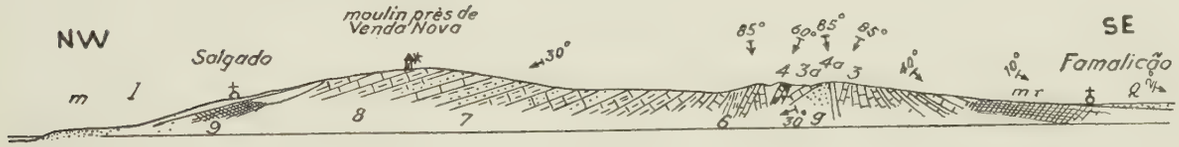


FIG. 4

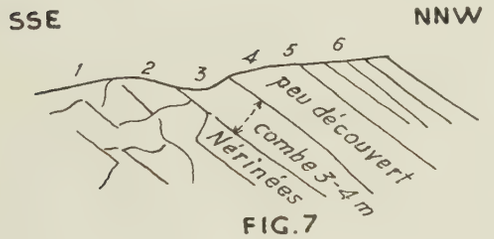


FIG. 7

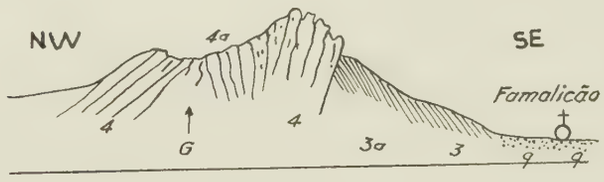


FIG. 5

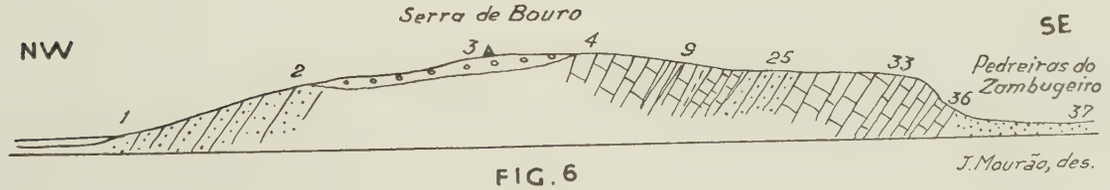


FIG. 6

11 — Marnes rouges.
12-13-14 — Calcaire gris à *Cyrena securiformis*, *Isognomon rugosa* (de petite taille) et ossements de Dinosauriens.
15 — Grès.
16 — Calcaire gris avec bivalves.
17 — Calcaire avec *Isognomon foliacea*, *Natica*, etc.
18 — Grès.
19 — Marnes rouges.
20 — Niveau à *Pecten lusitanicus*, *Mytilus subpectinatus*, *Astarte*, etc.
21 — Grès plongeant vers le NW.
22-23 — Couche à *Pecten lusitanicus* et *Cyrena securiformis*.
24 — Grès.
25-26 — Couche à *Pecten lusitanicus*, *Mytilus subpectinatus*, etc.
27 — Calcaire à Nérinées et traces de silice.
28 — Niveau à *Mytilus subpectinatus*.
29 — Niveau à *Nerinea subcylindrica*.
30-36 — Dogger.

Parmi les espèces citées dans la coupe précédente:

Nerita bisinuata Buv. a été signalée par Choffat [1901] dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta* et dans le Ptérocérien inférieur.
Isognomon foliacea (Choffat) a été signalée par Choffat dans le Lusitanien du Cap Mondego.
Pecten lusitanicus Sharpe a été signalé par Choffat dans les couches de Freixial. Il est connu dans le Séquanien de France, de Suisse et de Hanovre.

D'après Choffat la majeure partie du Dogger de Serra de Bouro serait constituée par un calcaire blanc subcrayeux contenant des fossiles bathoniens: *Trichites bathonicus*, des *Lima*, des *Pecten*, des *Ostrea*, des *Brachiopodes* et des *Polypiers*. A la partie supérieure le calcaire devient plus compact et contient quelques Gastropodes (*Nerinea*, *Pseudomelania*, etc.). Il passe insensiblement à un calcaire gris ne présentant plus trace d'oolithes et qui contient un grand nombre de Nérinées, en mauvais état.

La liste des fossiles bathoniens cités par Paul Choffat, est la suivante:

Trichites bathonicus (d'Orb.)
Terebratula maxillata Sow.
Terebratella hemisphaerica Sow.
Rhynchonella concinna (Sow.)
Calamophyllia aff. *radiata* E. & H.
Cidaris sp.
Montlivaultia
Heteropora pustulosa Mich.

Trichites bathonicus tombé en synonymie avec *Trichites nodosus* Lycett du Bajocien-Bathonien a été cité par Choffat [1880] dans le Bathonien et dans le Callovien de Cezareda.

Terebratula maxillata a été citée par Choffat [1908] dans l'Aalénien de Thomar (niveau à *Ludwigia*) et dans le Bathonien [1947]. Elle est connue dans le Bajocien du Maroc.

Terebratella hemisphaerica Sow. a été signalée par Charles [1950] dans le Bathonien de Provence. Elle tombe en synonymie avec *Terebratulina (Disculina) hemisphaerica*.

Rhynchonella concinna (Sow.) a été signalée par Choffat [1883] dans le Bathonien de Arrábida. On la connaît en France depuis l'Aalénien jusqu'au Bathonien (Charles). Elle est connue également dans le Bajocien du Maroc [Gardet & Girard 1946].

La coupe du Bathonien de Serra de Bouro donnée par PAUL CHOFFAT est la suivante de bas en haut (Pl. A, fig. 7):

1 — Calcaire blanc oolithique à faune bathonienne
2 — Calcaire gris à Nérinées
3 — Combe recouverte par la végétation et attribuée par CHOFFAT, avec doute, au Callovien par suite de la découverte d'un exemplaire de *Reineckeia anceps* englobée dans un bloc de calcaire gris différent de celui de la couche 2
4 — Calcaire gris (peut être le niveau de l'Ammonite de C.3)
5 — Calcaire gris jaunâtre avec restes de végétaux et mauvaises empreintes de fossiles formant parfois brèche.
6 — Calcaire marneux gris avec *Natica*, *Venus*, *Astarte*, *Isognomon foliacea*, *Mytilus subpectinatus*, etc.

L'existence de Bathonien a été signalée également à 600 m au SW du Moinho do Russo.

Les plongements suivants ont été observés dans les couches jurassiques de Serra do Bouro:

Au Nord de Cabeço da Vela, au bord de la route: 30° vers l'W 25° N.

Entre Cabeço da Vela et Zambujeiro les calcaires lusitaniens sont presque verticaux avec direction N-S.

Entre Zambujeiro et Foz do Arelho on observe un pendage de 70° vers le NNW au contact des calcaires avec les marnes rouges infraliasiques. Plus en arrière, dans une carrière, le pendage, bien moindre, se fait vers le NW.

Au Nord de Foz do Arelho, les grès ont un pendage de 40° vers l'W 25° N.

Redressés au contact des marnes rouges de l'Infralias, les calcaires bathoniens et lusitaniens sont fortement brisés et recoupés par des petites failles locales. C'est ainsi qu'au Sud de Zambujeiro, les carrières ouvertes dans les calcaires bathoniens nous ont montré une fracture d'orientation N 30°W (Pl. IV, fig. 4).

Plus au Sud le contact anormal est presque vertical, inclinant vers l'WSW.

Entre Zambujeiro et Foz do Arelho nous avons noté l'existence d'une faille presque verticale, d'orientation NNW-SSE.

Entre Foz do Arelho et le Rio Arnoia, la direction générale des couches lusitaniennes est sensiblement NW-SE. Comme partout ailleurs, ces formations sont fortement relevées dans la zone de contact avec les marnes infraliasiques.

Au Sud-Ouest de Poça dos Ninhos, les couches gréseuses sont subverticales, avec une orientation S 28° E (Pl. IV, fig. 3).

Au contraire quand on s'éloigne de la zone de contact, les couches jurassiques plongent avec une inclinaison chaque fois moindre. C'est ainsi qu'au Sud du Braço da Barrosa, les grès, visibles en bordure de la plage, ont un pendage de 12° vers l'Ouest.

Ainsi que l'on peut s'en rendre compte par ce qui a été dit précédemment, à Salir do Porto, ce sont les calcaires du Lusitanien supérieur qui sont en contact anormal avec les marnes de l'Infralias. Entre Zambujeiro et Foz do Arelho ce sont les calcaires bathoniens. Enfin au Sud de cette dernière localité ce sont les grès de la série supérieure.

c) — Le Jurassique de la région de Obidos

D'après une coupe donnée autrefois par CHOFFAT et passant par Sobral da Lagoa (Pl. B, fig. 13 et 14), que nous complétons aujourd'hui par quelques détails supplémentaires, la succession des couches serait la suivante:

C.10 — Grès sans fossiles formant une épaisse série.

C.9 — Marno-calcaire à grosses oolithes alternant avec des grès à tiges d'encrines et vers la base, quelques radioles de *Rhabdocidaris* cf. *orbignyana* et de *Pseudocidaris thurmanni*. Épaisseur environ 50 m.

C.8 — Lit à *Cerithium ahlemense*.

C.7 — Grès contenant vers sa base, de nombreuses *Gervilleia tetragona*, *Natica* et des polypiers. Les couches plus élevées contiennent beaucoup de Lamellibranches parmi lesquels des Huitres. On y observe aussi des restes ligniteux.

Le signal géodésique de Sobral da Lagoa est bâti sur cette couche dont l'épaisseur est de l'ordre de 10 m.

Les fossiles recueillis dans ces grès comprennent les espèces suivantes:

Arca sp.
Mytilus cf. *jurensis*
Mytilus subpectinatus
Gervilleia tetragona
Isognomon polita
Isognomon rugosa
Plicatula sp.
Lima pseudo-alternicosta
Ostrea sp.
Trigonia sp.
Astarte discus
Cyrena lorioli
Cardium pseudo-banneanum
Nerita bicornis
Nerita transversa
Neritopsis
Natica haemispherica
Pseudomelania sp.
Oppelia sp.
Terebratula sp.
Typocidaris marginata
Pseudocidaris lusitanica

C.6 — Banc analogue à C.5 ayant donné les formes suivantes:

Mytilus subpectinatus
Isognomon polita
Lima pseudo-alternicosta
Ostrea sp.
Trigonia sp.
Cyrena rugosa
Cardium sp.
Pleuromya sp.
Nerita bicornis
Nerita transversa
Cuphosolenus cf. *dyoniseus*
Natica elegans
Natica semitalis
Cerithium ahlemense
Cerithium fusiformis
Cerithium af. *moreanum*
Ptygmatis bruntrutana
Tornatellaea gigantea
Terebratula sp.
Pseudocidaris thurmanni
Rhabdocidaris cf. *orbignyana*
Apiocrinus sp.

C.5 — Couches à *Lima pseudo-alternicosta* — Alternance de calcaires et de marnes en couches de 0,50 m, pétries de *Isognomon polita* (puissance 20 m).

C.4 — Marno-calcaires et grès à grosses oolithes (puissance 20 m) ayant livré *Homomya hortulana*, *Lima* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum* (?), *Pseudocidaris thurmanni*, *Rhabdocidaris orbignyana*, etc.

C.3 — Calcaires inférieurs (environ 40 m) ayant livré à leur partie supérieure la faune suivante:

Ostrea pulligera
Ceromya excentrica
Nerinea sp.
Ptygmatis bruntrutana

Diceras suprajurensis
Natica af. *elegans*
Natica hemisphaerica
Natica semitalis
Pterocera thirriai
Itieria sp.
Terebratula sp.
Zeilleria (Waldheimia) humeralis
Pseudocidaris thurmanni
Heteropora
Polypiers

C.2 — Marnes jaunes d'aspect dolomitique
C.1 — Marnes rouges infraliasiques

Si nous considérons la liste des espèces citées, nous voyons que:

Gervilleia tetragona, devenue *Gervillela tetragona* (ROEMER), est une forme lusitanienne (Couches de Cabaços).

Astarte discus SHARPE a été signalée par CHOFFAT dans le Ptérocérien de Torres Vedras, Brouco, Olelas et Algarve, ainsi que dans le Freixialin de la zone de Sintra et d'Arrábida. On la connaît aussi dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta.*

Ostrea pulligera GOLDF. appartient au Lusitanien de Leiria (Fonte Quente), Arrábida (couches à *Pseudodiadema conforme*) et Algarve. ARKELL et PHIL. [1933] ont estimé que *O. pulligera* devait tomber en synonymie avec *Lopha solitaria* (SOW.).

Cyrena lorioli, citée parfois dans les publications de CHOFFAT sous le nom de *Cyprina lorioli*, est une forme fréquente dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta.*

Cyrena rugosa est connue dans les grès à *Pholadomya protei* du Cap Mondego et dans le Ptérocérien.

Cardium pseudo-banneanum est commun dans les couches de Alcobaça.

Homomya hortulana AG est une forme connue dans le Malm étranger.

Nerita bicornis (SHARPE) a été citée dans le Lusitanien d'Algarve et dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta.*

Nerita transversa SEEBACH est une espèce connue dans le Ptérocérien et dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta.*

Natica elegans est connue dans le Lusitanien d'Algarve.

Natica hemisphaerica BOEHM a été citée par CHOFFAT [1901] dans le Ptérocérien et dans le Freixialin de Torres Vedras.

Natica rupellensis D'ORB. est connue dans le Lusitanien de Bolhos (CHOFFAT 1882] et dans celui d'Arrábida [CHOFFAT 1908] où elle apparaît dans les couches à *Pseudodiadema conforme.*

Natica semitalis P. DE LORIOL semble abondant dans les couches à *Lima pseudo--alternicosta.*

Cerithium ahlemense BRAUNS a été trouvé dans les marnocalcaires à *Pholadomya protei* du Cap Mondego (Lusitanien).

Cerithium moreanum BUV. a été signalé par CHOFFAT dans les couches à Lima *pseudo--alternicosta.*

Cuphosolenus dyoniseus (BUV.) a été signalé dans le Freixialin.

Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORB.) est une Ammonite de l'Oxfordien supérieur.

Zeilleria (Waldheimia) humeralis est connue dans le Lusitanien de Cabaços.

Pseudocidaris thurmanni AG. doit tomber en synonymie, selon LORIOL, avec *Pseudocidaris lusitanica.* Il est connu dans la région de Santiago do Cacém. Il existe dans le Séquanien et dans le Lusitanien du Portugal et du Sinai.

Rhabdocidaris orbignyana (AG.) a été signalé dans le Lusitanien et dans le Pterocérien de Torres Vedras, dans le Lusitanien d'Alcobaça et dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta* (P. DE LORIOL, 1891]. Il est connu à l'étranger dans le Corallien, le Séquanien, le Kimmeridgien et le Tithonique de France, dans le Séquanien et le Kimmeridgien de Suisse,

PLANCHE B

Fig. 8 — Coupe de Arelho à Quinta das Janelas (Choffat, 1882).
Légende : *o* = dolérite, a = marnes de Dagorda,
b = calcaires dolomitiques,
l = calcaires à *Ptygmatis bruntrutana*
m = grès à *Perna polita* et grès supérieurs,
q = Pliocène et Quaternaire.

Fig. 9 — Coupe entre Zambujeiro et S. Jacinto, passant par les sondages FM.2, SP.3 et FM.1 (G. Zbyszewski). — Voir page 18.
Légende : *m* = marnes de Dagorda,
J = Bathonien, Lusitanien et grès supérieurs;
P = Pliocène.
S = Sel gemme.

Fig. 10 — Coupe transversale de l'extrémité NE de l'anticlinal de Campo. (G. Zbyszewski). — Voir page 18.
Légende : *m* = marnes de Dagorda,
d = calcaires dolomitiques,
P = Pliocène.

Fig. 11 — Coupe transversale passant par le rocher de Obidos (G. Zbyszewski). — Voir page 22.
Légende : *m* = marnes de Dagorda,
d = calcaires dolomitiques,
J^3 = Lusitanien calcaire,
P = Pliocène.

Fig. 12 — Coupe transversale passant par Carregal et Trás-do-Outeiro (Rau & Zbyszewski, 1949). — Voir page 21.
Légende : *m* = marnes de Dagorda,
d = calcaires dolomitiques, ω = dolérites,
J^3 = Lusitanien calcaire,
J^4 = Grès supérieurs,
P = Pliocène.

Fig. 13 — Coupe transversale passant par Dagorda (Choffat, 1882).
Légende : *a* = marnes de Dagorda,
b = calcaires dolomitiques,
k = Calcaires à *Cidaris glandifera*,
l = Calcaires à *Ptygmatis bruntrutana*,
m = Grès à *Perna polita* et grès supérieurs,
q = Pliocène et Quaternaire.

Fig. 14 — Coupe de Sobral da Lagoa (d'après des notes inédites de Choffat). — Voir pages 35-37.
Légende : 1- 2 = marnes jaunes et rouges,
3- 4 = calcaires blancs avec Polypiers, Naticas et Nérinées,
5- 6 = couvert,
7 = Grès avec *Arca, Nerita bicornis, Ceromya excentrica, Isognomon, Mytilus subpectinatus*, etc.
8-10 = Grès désagrégés à Gastropodes, etc.

Fig. 15 — Coupe de Usseira (d'après des notes inédites de Choffat). — Voir page 43.

FIG. 8

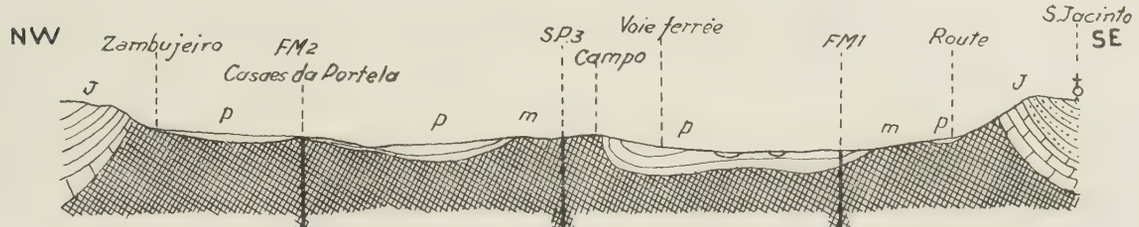


FIG. 9

FIG. 10

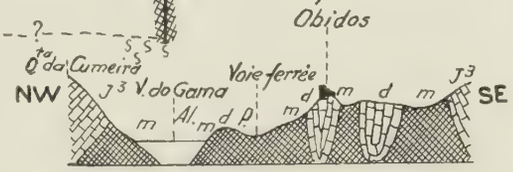


FIG. 11

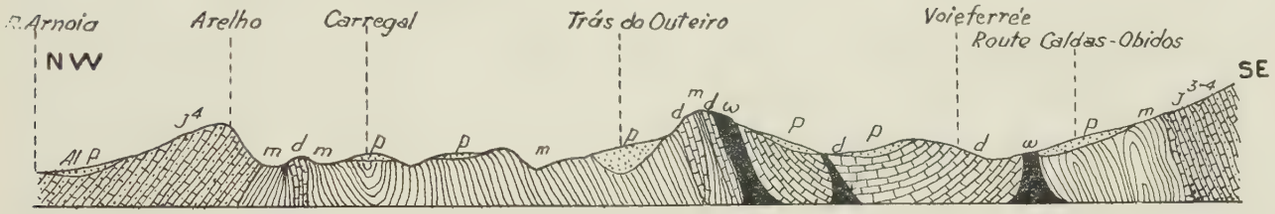


FIG. 12

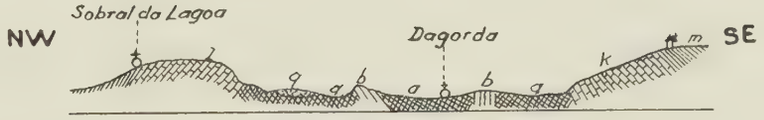


FIG. 13

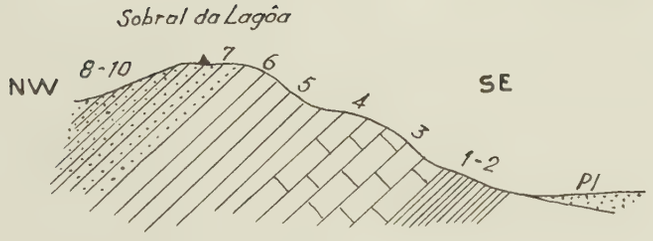


FIG. 14

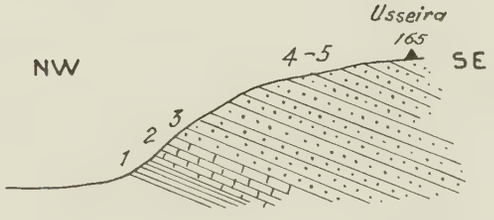


FIG. 15 J. Mourão, des.

dans le Malm d'Allemagne, dans le Malm supérieur de Roumanie, dans le Kimmeridgien de Tunisie et dans le Lusitanien inférieur d'Égypte.

Typocidaris marginata GOLDFUSS est une espèce surtout connue dans le Corallien, le Séquanien, le Ptérocérien et le Tithonique de France, dans le Séquanien d'Algérie et dans le Malm moyen et supérieur de Bavière.

Selon CHOFFAT, si l'on compare la faune de cette coupe avec celle de Cezareda, citée plus loin, on voit qu'elle se présente comme un mélange des faunes inférieures et supérieures aux couches à grosses oolithes.

La faune des couches à *Lima pseudo-alternicosta* de Sobral da Lagoa se détache de toutes les autres de la région par sa grande richesse et par la présence de quelques espèces rares comme *Gervilleia tetragona*, *Astarte discus*, *Cardium pseudo-banneanum*, etc. Elle fait contraste avec celle des affleurements du versant Est de la vallée, qui pourtant ne sont distants que de deux kilomètres.

La présence de *Gervilleia tetragona* et de *Astarte discus* ferait croire à la présence du niveau à *Pterocera*, mais il s'agit en réallité d'un niveau plus ancien.

En 1952 le DR. OERTEL, dans un rapport adressé à la Companhia dos Petróleos de Portugal a signalé la présence du Dogger dans les calcaires exploités à l'entrée de la gorge du Rio Real, auprès du pont. Récemment, selon une communication inédite de CHRISTIANE PERROT, la base du Bajocien supérieur (peut être la zone à *Garantia garanti*) existerait sur le rive gauche du cours d'eau. Elle y serait marquée par la présence de *Bigotites gentili* NICOLESCO, de nombreux *Perisphinctes (Leptoperisphinctes)* du groupe de *L. davidsoni* SOW., *Cadomites* de petite taille, *Spiroceras obliquum* D'ORB., *Rhynchonella* sp. etc. Sur la rive droite on trouverait en outre le Bajocien supérieur et peut être le Bathonien inférieur.

Les calcaires lusitaniens, de la coupe de Sobral da Lagoa se prolongent jusqu'à Casal da Figueira. Après une courte interruption, dûe au passage de failles transversales, ils réapparaissent à Quinta do Furadouro.

Une ancienne récolte faite à Casais da Arruda, dans le niveau à *Ptygmatis bruntrutana*, a livré les formes suivantes:

Isognomon polita
Astarte discus
Nerita transversa
Natica sp.
Nerinea sp.
Ptygmatis bruntrutana

Une autre récolte faite dans la coupe passant par le signal géodésique de Vilão, entre Casais de Arruda et Olho Marinho a montré l'existence de 5 niveaux contenant *Diceras*, *Purpura moreana* et *Ptygmatis bruntrutana*.

B — LE BORD ORIENTAL DE LA VALLÉE TYPHONIQUE

En comparant les deux bords de la vallée typhonique de Caldas da Rainha on note quelques différences au milieu de la série lusitanienne.

a) — Le Jurassique de la région de S. Martinho do Porto

D'après une coupe inédite de CHOFFAT, passant à l'Est de Vestiaria et de Banhos da Piedade on observerait la succession suivante:

7 — Epaisse série de grès sans fossiles alternant avec des marnes rouges.
6 — Couches marneuses avec bancs d'Huitres et quelques niveaux calcaires.

On y a recueilli *Trigonia* et en assez grandes abondance *Isognomon rugosa*, *Isognomon polita*, etc.).

5 — Marnes pétries de Spongiaires, de Crinoides et de quelques *Natica*.

4 — Marnes sans fossiles avec minces intercalations de lignite.

3 — Couches à Polypiers, radioles d'Échinides, tiges de Crinoides, etc. Plusieurs bancs sont formés par une aglomération de *Ostrea solitaria*.

2 — Calcaires grisâtres compacts avec *Ostrea solitaria*, spongiaires globuleux, Terebratules et Polypiers.

1 — Marnes rouges et calcaires dolomitiques à environ 400 m à l'Est de Piedade.

Les affleurements précédents s'incurvent progressivement en allant vers l'Ouest. Tout au Nord de la feuille de S. Martinho do Porto, les calcaires ont un pendage de 20° vers le Sud, tandis qu'à environ 1 km au NW du village de Barrio, ils inclinent vers le Sud-Est.

La largeur des affleurements calcaires diminue vers le Sud-Ouest. Les couches plongent d'abord à 40 ou 45° vers le Sud-Est. Sur la route de Cela Velha le pendage des grès supérieurs devient de 20° vers l'ESE. Enfin à l'Est de Mata da Torre, les calcaires lusitaniens ont un plongement de 40° vers l'ESE.

Plus loin on note une certaine anomalie dans la position des couches, dûe au passage de plusieurs fractures.

A l'Est du Casal do Bartolomeu, le pendage des grès supérieurs est de 10° vers le NW. Mais un peu plus loin, ces derniers prennent une inclinaison en sens contraire.

A quelques centaines de mètres du point précédent, en allant vers le SW, le plongement des couches devient de 40° vers le SE, puis un peu plus loin, de 20° à 30° vers l'WNW.

Au Nord de Rebolo, les calcaires du Lusitanien et les marnes du Lias inférieur disparaissent localement. Les grès supérieurs qui recouvrent les calcaires lusitaniens s'étendent depuis Barrio jusqu'à Rebolo, où ils voisinent avec les sables pliocènes du fond de la vallée typhonique. Toutes les collines situées à l'Est de ce point sont constituées par des argiles et par des grès qui ont été considérés jusqu'ici comme Kimmeridgiens.

Dans un chemin creux, qui passe à l'Est de Macarca, on retrouve la superposition des marnes de Dagorda, des calcaires lusitaniens et des grès supérieurs, recouverts par des sables pliocènes. Le pendage des calcaires est de 45° vers l'WSW.

Dans un autre chemin creux situé au SE de Macarca, un affleurement calcaire d'une largeur de 10 à 15 m est en contact avec les marnes du Lias inférieur. Leur pendage est de 55° vers l'ESE.

A l'Ouest de la Pousada de S. Martinho, les calcaires lusitaniens sont très redressés au contact des marnes infraliasiques. L'inclinaison des couches est de l'ordre de 50°. Elle varie de l'ENE à l'ESE.

Dans un petit vallon situé à l'Est de Alfeizerão, un ancien puits de mine a donné la succession suivante:

C.4 — Grès.

C.3 — Lignite avec ossements et oeuf de *Omosaurus lennieri*.

C.2 — Argile à végétaux parmi lesquels *Davalia delgadoi* (Sap.) Teix. et des restes de conifères de type *Brachyphyllum*.

C.1 — Calcaire lusitanien à Crinoides, Oursins, etc.

Les calcaires forment ici une bande très étroite à flanc de cotteau. Ils disparaissent localement dans la courbe de la route, à l'Est de Alfeizerão, pour reparaître ensuite au Nord de Azenha da Fonte da Figueira.

Au SE de Alfeizerão plusieurs accidents coupent les grès. Sur la limite méridionale de la carte, à l'Est de Vale de Maceira, le pendage des grès supérieurs est de 40° d'abord vers l'ESE et plus loin vers le SE.

b) — **Le Jurassique supérieur de la région de Caldas da Rainha**

Sur le flanc oriental de la vallée typhonique, la direction générale des couches est NE-SW dans la moitié septentrionale de la feuille de Caldas. Plus au Sud, elle tend à devenir NNE-SSW dans la partie centrale, passant à Nord-Sud à l'extrémité méridionale de la même feuille.

Auprès du pont de Tornada les grès à végétaux sont en contact avec les marnes hettangiennes.

Entre Tornada et Caldas da Rainha les calcaires forment une étroite bande qui s'étend sur une longueur de 5 km. Ils ont donné:

Cardium pseudo-banneanum
Ceromya excentrica
Nerita sp.
Natica marcousana
Nerinea sp.
Ptygmatis bruntrutana
Purpuroidea ornata
Heteropora

Si nous considérons la position stratigraphique de ces espèces nous voyons que:

Cardium pseudo-banneanum est connu dans le Lusitanien d'Alcobaça.

Ceromya excentrica Ag est une espèce nettement lusitanienne.

Natica marcousana d'Orb. a été signalée par Choffat dans le Ptérocérien et dans le Freixialin. Dans l'Arrábida on la trouve dans les couches à *Nerinea elsgaudiae* qui correspondent au niveau à *Lima pseudo-alternicosta.*

Nerinea (Ptygmatis) bruntrutana Thurmann a été signalée par Choffat [1901] dans le Lusitanien supérieur. Elle remonte jusque dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta.*

Comme l'avait déjà remarqué C. Freire de Andrade, les calcaires lusitaniens disparaissent à l'entrée de Caldas da Rainha, en pénétrant dans le parc. Dans cette ville on aurait reconnu leur existence dans les captages de l'établissement thermal.

Les sables pliocènes viennent de leur côté recouvrir une partie des grès jurassiques au sein même de la ville.

D'après une minute de Nery Delgado, archivée aux Services Géologiques, il semblerait y avoir un compartiment jurassique affaissé à l'Ouest de la route nationale de Caldas à Alcobaça, entre la Quinta de Santo António et l'établissement thermal de Caldas da Rainha. Nous l'avons marqué sur notre carte, sous réserve toutefois que les futurs travaux d'urbanisation permettent de reconnaître s'il s'agit bien de grès et d'argiles jurassiques ou bien de formations semblables d'âge pliocène. Pour l'instant il n'est pas possible de nous prononcer sur la question.

En sortant du parc de l'établissement thermal, on rencontre, en allant vers Avenal, une alternance de grès fins et de marnes, plongeant de 50 à 60° vers l'E 25° N. Dans les tranchées du chemin au Nord et au Sud d'Avenal, les grès subissent plusieurs torsions dûes au passage de failles. Les couches plongent successivement de 38° vers le Nord, puis de 50° vers l'W 20° S et enfin de 50° vers l'ENE.

c) — **Le Jurassique supérieur de la région de Obidos**

Au Sud de Caldas da Rainha, les calcaires du Lusitanien réapparaissent localement dans le vallon de Avenal. Ils sont recouverts par des grès tantôt fins et tantôt grossiers, visibles sur la route de Avenal où ils alternent avec des marnes. Ils plongent vers le SE.

A l'Ouest de Gaeiras les calcaires réapparaissent avec une faible épaisseur.

La coupe se présente de la façon suivante de haut en bas:

C.7 — Grès compacts grossiers.
C.6 — Grès fins désagrégés, micacés.
C.5 — Banc pétri de *Isognomon rugosa*.
C.4 — Grès jaunes très micacés, se décomposant facilement (5 m).
C.3 — Marno-calcaires gréseux à très grosses oolithes et contenant *Isognomon polita*, *Isognomon rugosa*, *Lima pseudo-alternicosta*, *Ostrea* sp., *Cyrena rugosa*, *Cyrena securiformis*, *Nerita bicornis*, *Ptygmatis bruntruntana*, *Orthostoma gigantea*.
C.2 — Zone couverte de 5 m environ.
C.1 — Calcaires blancs lusitaniens.

Au Sud de Gaeiras (Quinta das Janelas) la couche 1 a donné les formes suivantes: *Nerita transversa*, *Ptygmatis bruntrutana*, *Belemnites* sp., *Diplocidaris gigantea*, *Heteropora*, des fragments d'Encrines, etc.

Selon CHOFFAT, *Ptygmatis bruntrutana* se retrouverait ici, dans les couches à Opisthobranches.

Diplocidaris gigantea (AG.) est connu dans les couches de Abadia et dans celles à *Lima pseudo-alternicosta*. Il est connu dans le Rauracien, dans l'Oxfordien et dans le Séquanien de Suisse, dans le Malm d'Allemagne, dans le Lusitanien du Sinai, dans le Séquanien d'Algérie et de Roumanie et dans l'Oxfordien de Russie.

Les calcaires ont un pendage de 70° vers le SE.

COUPE DE USSEIRA

Elle présente de haut en bas les formations suivantes (Pl. B, fig. 15):

C.5 — Grès en gros bancs, affleurant auprès du moulin.
C.4 — Grès à Gastropodes, affleurant sur un croisement de chemins à environ 150 m du moulin. La faune des couches à Opisthobranches se trouve dans un lit un peu calcaire.
C.3 — Marno-calcaires et calcaires à grandes oolithes, en partie gréseux et micacés, contenant par endroits de nombreux polypiers.
C.2 — Calcaires compacts avec Nérinées et Polypiers (15 m).
C.1 — Marnes rouges de l'Infralias (Marnes de Dagorda).

Si nous comparons la série de Usseira avec celle de Columbeira que nous décrivons plus loin, nous remarquerons que pour les niveaux inférieurs, la succession doit être la suivante:

4 — Couches à *N. turbinata* (au sommet).
3 — Couches calcaires supérieures, manquant à Dagorda.
2 — Couches à grosses oolithes.
1 — Calcaires inférieurs, dont l'épaisseur à Dagorda est de l'ordre de 15 m, tandis qu'elle atteint 50 m à Columbeira.

Les couches à *Ptygmatis bruntrutana*, dont nous avons vu le développement dans la coupe de Sobral da Lagoa, sont peu visibles dans celle de Usseira.

Le plongement général des couches est ici de l'ordre de 45° vers le Sud-Est. La faune de la couche 3 de Usseira correspond à celle des niveaux à grandes oolithes. Cette couche est recouverte par d'autres contenant *Isognomon polita*.

Selon CHOFFAT, le faciès oolithique et sa faune auraient disparu dans la région de Serra de El-Rei beaucoup plus tôt qu'à Usseira. Les anciennes récoltes faites par NERY DELGADO semblent confirmer ce point de vue de CHOFFAT.

Pseudocidaris choffati et beaucoup d'autres fossiles semblent indiquer ici la présence du niveau à grosses oolithes.

La présence du niveau à *Ptygmatis bruntrutana* est confirmée en dehors de cette forme par *Cardium corallinum*, *Cryptoplocus subpyramidalis*, *Isognomon polita* et *Cyrena rugosa*.

Les deux espèces les plus curieuses seraient *Codiopsis lusitanicus* et *Goniopygus* sp. La première de ces formes n'est connue qu'en quatre exemplaires (Séquanien et Lusitanien du Portugal). D'après les notes de CHOFFAT deux d'entre eux auraient été recueillis à 200 m au Sud de Santa Iria et le troisième à 300 m au Nord de S. Bento. *Goniopygus* a été trouvé à St.ª Iria près de Obidos.

Les deux gisements qui viennent d'être cités ont donné la même faune, parmi laquelle on peut citer *Isognomon polita*, *Homomya hortulana*, *Diceras* sp., *Pygurus* sp., *Rhabdocidaris orbignyana*, *Rhabdocidaris rupellensis*, *Pseudocidaris lusitanica*, *Pseudocidaris choffati* et des Polypiers. Quelques Nérinées ont été également recueillies.

A proximité de S. Mamede les couches plongent vers l'Est. On y observe les calcaires et les marno-calcaires de Cezareda, recouverts par les «couches à Opistobranches» (Pl. IV, fig. 2). Ces dernières, à leur tour, sont surmontées par des grès en bancs épais, contenant des restes de végétaux.

Les «couches à Opistobranches», connues au Nord du Rio Real, subissent, au Sud de ce cours d'eau, quelques interruptions locales dûes à la mise en place du dôme doléritique de Roliça. Les calcaires sont fortement relevés sur le versant oriental de ce dôme et semblent avoir subi un léger métamorphisme. Leur banc est fort mince.

COUPE DE COLUMBEIRA

La coupe suivante a été établie par CHOFFAT, le long de la rive gauche du ruisseau. Elle comprend de haut en bas les niveaux suivants (Pl. C, fig. 18):

C.9 — Niveau à Opistobranches de Choffat. A 50 m au Nord du village de Feiteira commencent des grès gris verdâtres. Immédiatement au dessus du village, c'est à dire à 80 m environ de la base, ils se chargent d'oolithes calcaires de petite taille et contiennent des fossiles marins. Ils alternent avec des grès fins micacés, à débris de végétaux. Cet ensemble fossilifère possède une épaisseur d'environ 10 m. Vers son milieu se place un banc de calcaire oolithique gris bleu, dont l'épaisseur est d'environ 2 m et qui devient blanc en s'altérant.

La faune recueillie dans ce niveau comprend les espèces suivantes:

Isognomon polita
Isognomon rugosa
Lima pseudo-alternicosta
Ostrea sp.
Nerita bicornis
Natica hemisphaerica
Natica semitalis
Cerithium ahlemense
Orthostoma gigantea

C.8 — Calcaires en couches de faible épaisseur, contenant la faune du niveau à *Ptygmatis bruntrutana* ainsi que *Lima*, *Diceras*, *Nerinea*, *Cryptoplocus*, *Pseudocidaris lusitanica*, *Apiocrinus* et des Polypiers.

Les couches 8 et 7 ont une épaisseur totale d'environ 50 m. Leur faune représente un terme de passage entre celle des couches de Çezareda et celle des couches à *Lima pseudo-alternicosta*.

C.7 — Couches à *Lima pseudo-alternicosta*. Il s'agit d'une alternance de calcaires marneux et de grès qui ont donné les espèces suivantes:

Mytilus subpectinatus
Isognomon polita
Lima pseudo-alternicosta
Ostrea sp.
Homomya hortulana
Rhabdocidaris orbignyana
Pseudocidaris lusitanica
Apiocrinus
Polypiers

C.6 — Calcaire compact à *Ptygmatis bruntrutana* formant corniche et présentant un faciès coralligène avec de grosses oolithes noyées dans une pâte.

Ces couches supportent le signal géodésique de Cruz da Columbeira et se prolongent jusqu'à 50 m au Sud de ce dernier. La faune comprend les espèces suivantes:

Diceras arietinum
Diceras suprajurensis
Nerinea pyramidalis
Cryptoplocus pyramidalis
Ptygmatis bruntrutana
Cidaris suprajurensis
Pseudocidaris choffati
Pseudocidaris lusitanica
Rhabdocidaris sp.
Millecrinus
Polypiers

A la partie supérieure de cette formation se trouvent des marno-calcaires à grandes oolithes, dont la base contient la faune précédente.

C.5 — Marno-calcaires à grosses oolithes, réunies par un ciment peu solide. Quelques bancs sont entièrement marneux. D'autres sont un peu micacés et contiennent des empreintes végétales. La faune est très riche. Elle ne diffère en rien de celle de la couche 15 de Cezareda. On y remarque les espèces suivantes:

Mytilus gigas
Lima tumida
Ceromya excentrica
Homomya hortulana
Thracia sp.
Natica sp.
Phylloceras sp.
Perisphinctes sp.
Terebratula lusitanica
Pseudocidaris choffati
Pseudocidaris lusitanica
Rhabdocidaris sp.
Nombreux polypiers.

C.4 — Calcaires blancs à grosses oolithes. Epaisseur approximative 50 m. C'est la partie supérieure des calcaires compacts (C.14 de la coupe de Cezareda). La faune recueillie dans cet horizon comprend les formes suivantes:

Ostrea sp.
Diceras suprajurensis
Mytilus subpectinatus
Natica sp.
Nerinea elsgaudiae
Perisphinctes sp.
Terebratula lusitanica
Terebratula subsella
Pseudocidaris choffati
Pseudocidaris lusitanica
Rhabdocidaris sp.
Heteropora
Divers polypiers indéterminables.

C.3 — Marnes grises.
C.2-1 — Marnes rouges avec intercalations de dolomies grises et de calcaires noirâtres en feuillets minces et contenant de petits bivalves à l'Ouest de Columbeira.

Au Sud de Cruz da Columbeira l'assise à *Lima pseudo-alternicosta* est mieux représentée et plus fossilifère que dans la coupe précédente. On y retrouve les niveaux suivants:

C.8 — Niveau à Opistobranches — Il s'agit de grès fins micacés, vers la base desquels on a recueilli *Cyrena rugosa*, *Nerinea turbinata* et *Orthostoma gigantea*.
C.7 — Alternance de marnes et de marno-calcaires à grandes oolithes, plus ou moins cimentées et quelques polypiers. La faune recueillie dans cette formation comprend: *Isognomon polita*, *Lima pseudo-alternicosta*, *Cardium corallinum*, *Nerinea (Trochalia) turbinata*, des Échinides, etc.
Vers la partie supérieure de cette formation on a trouvé des restes de végétaux.
Parmi les formes citées *Nerinea (Trochalia) turbinata* SHARPE est connue dans le Lusitanien d'Alenquer et dans le Pterocérien d'Algarve et de Torres Vedras.
C.6 — Couches à *Ptygmatis bruntrutana*.

L'aire typhonique se termine au Sud par un grand bassin, limité par des escarpements calcaires dont nous venons de voir le détail. Elle se raccorde à l'Ouest avec la vallée typhonique de Serra de El Rei (Pl. C, fig. 19 à 21). Les deux versants de cette vallée présentent des successions différentes.

Tandis que sur le flanc Nord de l'anticlinal typhonique le Lusitanien présente une épaisseur relativement réduite et recouvre en transgression le Lias. Sur le flanc Sud de l'anticlinal le Lusitanien est beaucoup plus épais et plus complet. Mais en outre, entre le Lias et le Lusitanien on trouve toute l'épaisseur du Dogger (Bajocien, Bathonien et Callovien).

Le flanc Nord de l'anticlinal typhonique présente de haut en bas la succession suivante:

C.7 — Grès tantôt grossiers et tantôt fins et micacés.
C.6 — Grès micacés jaune-verdâtres avec quelques débris de végétaux. La faune de cette couche ressemble à celle de la couche 19 de Cezareda.
C.5 — Assise analogue à C.4 mais contenant en abondance: *Mytilus subpectinatus*, *Isognomon polita*, *Ostrea* sp., *Ceromya excentrica*, *Homomya hortulana*, *Natica semitalis*, des Polypiers, etc.

C.4 — Marno-calcaires à grosses oolithes avec *Mytilus subaequiplicatus*, *Isognomon polita*, *Trichites*, *Ceromya excentrica*, *Homomya hortulana*, *Purpura moreana*, *Ptygmatis bruntrutana*, *Terebratula* sp. *Pseudocidaris lusitanica*, *Rhabdocidaris orbignyana*, et nombreux polypiers.

Parmi les espèces citées *Mytilus subaequiplicatus* et *Purpura moreana* remontent ici beaucoup plus haut que sur le flanc Sud de l'anticlinal.

C.3 — Calcaire oolithique blanchâtre avec nombreuses *Homomya hortulana*, *Ptygmatis bruntrutana*, et *Orthostoma gigantea*.

C.2 — Brèche compacte formée par des cailloux de marnes blanchâtres, noires, jaunes, etc., avec Nérinées, Oursins et *Heteropora*.

C.1 — Calcaire gris clair comprenant des bancs oolithiques et contenant:

Mytilus subpectinatus
Trichites sp.
Isognomon sp.
Homomya hortulana
Natica rupellensis
Cerithium af. *moreanum*
Purpura moreana
Nerinea desvoidyi
Nerinea elsgaudiae
Ptygmatis bruntrutana
Pseudocidaris lusitanica
Heteropora sp.
Polypiers

Le flanc Sud de l'anticlinal typhonique présente une série géologique plus complète. On y trouve de haut en bas les niveaux suivants:

C.20 — Grès fins et marnes rouges plongeant vers le Sud. Auprès de Sobral (Lourinhã) on trouve des calcaires et des grès avec restes de végétaux. A 500 m à l'Ouest du village, une argile grise a donné une faune d'eau douce, tandis que des marnes verdâtres ont donné une faune marine (Quinta do Mendes).

C.19-C.17 — Couches à *Lima pseudo-alternicosta*.

C.16 — Calcaires compacts à Nérinées, *Diceras* et Polypiers (environ 200 m).

A 100 m de la base, une couche à grosses oolithes a livré une faune comprenant des Nérinées, des Pholadomyes *(Homomya)* et des Oursins *(Pileus hemisphaericus)*.

C.15 — Marno-calcaires à grosses oolithes et récifs de polypiers (environ 300 m). Leur limite méridionale passe au Nord du signal géodésique de Cruz da Columbeira, au Nord du signal géodésique de Arrife et enfin à Moledos.

C.14 — Calcaires compacts avec oolithes. Ces calcaires ont donné quelques Ammonites et des Oursins *(Rhabdocidaris crassissima)* à 50 m au Sud de Lapa Furada.

C.13 — Calcaires compacts gris plus ou moins foncés avec Nérinées et Polypiers.

C.12e — Marno-calcaires fossilifères ayant donné:

Mytilus aequiplicatus
Mytilus subpectinatus
Mytilus jurensis
Isognomon foliacea
Isognomon plana
Astarte sp.
Corbula sp.
Thracia sp.
Nerinea sp.
Terebratula sp.
Hemicidaris mondegoensis
Heteropora

C.12d — Banc de calcaire compact avec Nérinées à test siliceux et *Natica*.
C.12c — Marnes grises avec *Mytilus aequiplicatus*, *Trichites* sp. *Isognomon plana*, *Pecten lusitanicus*, *Ostrea puligera*, etc.
C.12b — Marno-calcaires de couleur foncée avec, à la base, une couche claire et compacte contenant *Nerinea* et *Heteropora*.
C.12a — Marno-calcaires gris avec *Mytilus subpectinatus*, *Isognomon foliacea*, *Cyprina minor*, *Cerithium*, etc.
C.11b — Marnes à *Cyprina minor*, *Pseudomelania paludinaeformis* et dents de *Picnodus*.
C.11a — Calcaire pétri de petits Gastropodes de milieu saumâtre, observable au Sud de Casa da Moura.
C.11 — Alternance de bancs de marno-calcaires gris, de marnes et de calcaires gris foncé avec brèches de petits cailloux noirs, quartz bipyramidés, etc.
C.10 — Marnes blanchâtres et marnes rouges à petits cailloux noirâtres analogues à ceux du Purbeckien du Jura et contenant vers le milieu, deux bancs de calcaire gris d'une épaisseur de 8 m. Les marnes rouges peuvent être facilement confondues avec celles de l'Infralias de Dagorda.
C.9 — Calcaires oolithiques gris ou blanchâtres, rappelant le Bathonien et contenant de nombreuses Nérinées, des *Natica*, des Gastropodes de milieu saumâtre, des Oursins *(Hemicidaris)* etc. L'épaisseur de cette couche est de l'ordre de 8 à 10 m.
C.8 — Calcaires grisâtres avec Huitres et Oursins, reposant sur les calcaires à Crinoides du Callovien supérieur.

D'après CHOFFAT les épaisseurs des diverses formations de la coupe de Cezareda seraient les suivantes:

Couches saumâtre et marines	50 m
Calcaires et brèches à Gastropodes	10 m
Brèches à Echinides et Polypiers siliceux	50 m
Couches à *Reineckeia anceps*	50 m
Couches *Macrocephalites macrocephalus*	10 m
Calcaire gris lithographique — Callovien?	5 m
Calcaire blanc — Bathonien	75 m
Calcaire bajocien à *Cidaris* af. *clunifera*	200 m
Marnes à *Ancyloceras*	1 m
Calcaires à Ammonites et Brachiopodes	10 m
Couches à *Hammatoceras insigne*	?
Couches à *Hildoceras bifrons*	60 m
— — — Interruption — — —	
Couches à *Amaltheus (Paltopleuroceras) spinatus* et *Amaltheus margaritatus*	5 m
Couches à *Aegoceras (Androgynoceras) capricornus*	0,75 m
Lit à Hexactinellides	5 m
Calcaires noirs dolomitiques	20 m
Marnes de Dagorda.	

La partie supérieure de la coupe de Cezareda comprend donc, selon CHOFFAT, les complexes suivants:

Freixialin
Ptérocérien

Couches à *Lima pseudo-alternicosta* { «Niveau à Opistobranches» (10 m) ... C.19
C. à *L. pseudo-alternicosta* (50 m) C.17-18

Lusitanien supérieur { Calcaires à *Pt. bruntrutana* (20 m) ..... C.16 (m)
Calcaires à *Pseudocidaris choffati* (1500 m) .. C.13-15 (l)

Lusitanien inférieur { Calcaires à *Mytilus aequiplicatus* (100 m) ..... C.12 (k)
Niveaux à faune saumâtre (100 m) ..... C.9-11 (j)

Dans cette coupe la limite entre le Lusitanien et le Kimmeridgien devrait se placer, selon CHOFFAT, entre les niveaux C.16 et C.17. Les couches à *Lima pseudo-alternicosta* devraient appartenir de cette façon au Kimmeridgien. Mais leur faune est surtout lusitanienne.

Nous voyons d'autre part que la série lusitanienne est beaucoup plus développée sur le flanc Sud de l'anticlinal typhonique de Serra de El-Rei. Il semble donc que pendant le Lusitanien des mouvements se sont déjà fait sentir dans la zone de Serra de El-Rei, tendant à la surrection de l'anticlinal et à l'affaissement de la région située au Sud de ce dernier.

La séparation du Lusitanien et du Kimmeridgien n'est pas toujours facile à faire, spécialement dans les régions où les fossiles manquent.

Nous savons que le Kimmeridgien marin formait dans la région de Torres Vedras un golfe fermé à l'Est. C'est ainsi que les couches marines diminuent progressivement d'épaisseur dans cette direction. Au Nord de Serra de Montejunto elles passent progressivement à des formations gréseuses sans fossiles et d'aspect chaque fois plus continental.

Si nous considérons la faune du Malm de Cezareda citée plus haut, nous voyons que:

Mytilus aequiplicatus est connu dans le Lusitanien supérieur de Torres Vedras.

Il faut se rappeler ici que *Mytilus aequiplicatus* STROMBECK est devenu *Modiolus aequiplicatus* STROMBECK et que *Mytilus aequiplicatus* DE LORIOL (? non STROMBECK) est devenu *Modiolus imbricatus* SOWERBY, connu du Bathonien au Jurassique supérieur.

Mytilus subaequiplicatus GOLDFUSS (? non ROEMER) est devenu *Modiolus imbricatus* SOWERBY du Kimmeridgien et du Portlandien.

Mytilus subpectinatus D'ORBIGNY et *Mytilus pectinatus* SOWERBY (non *Modiolus pectinatus* LAMARCK) sont synonymes de *Brachidontes (Arcomytilus) subpectinatus* (D'ORBIGNY) connu depuis l'Argovien jusqu'au Kimmeridgien.

Mytilus jurensis MER. devenu *Modiolus jurensis* (MÉRIAN) ROEMER (Argovien-Kimmeridgien), a été cité dans le Lusitanien de Leiria, du Cap d'Espichel et de l'Algarve.

Isognomon foliacea CHOFF. est connu dans le Lusitanien du Cap Mondego.

Isognomon subplanata ETALLON et *Isognomon plana* THURMANN deviennent *Isognomon subplana* ETALLON, du Corallien.

Cyprina minor CHOFF. a été signalée dans le Lusitanien du Cap Mondego.

Cyrena lorioli CHOFFAT existe dans les couches à *Lima pseudo-alternicosta.*

Pecten lusitanicus SHARPE a été signalé dans le Lusitanien et dans le Freixialin.

Natica hemisphaerica ROEM est une espèce fréquente dans le Ptérocérien et dans le Freixialin de Torres Vedras.

Nerinea (Aptyxis) desvoidyi D'ORB. a été signalée dans le Bathonien, dans le Séquanien et dans le Lusitanien (couches à *Pseudodiadema conforme*) d'Arrábida.

Nerinea gigantea D'HOMBRES FIRMES a été citée dans l'Urgonien et dans le Lusitanien d'Alenquer.

Terebratula lusitanica SUESS est connue dans le Lusitanien du Cap Mondego et de Carrapateira. On la connaît également dans le Ptérocérien.

PLANCHE C

Fig. 16 — Coupe passant par le moulin de Dagorda (G. Zbyszewski).

Légende : m = marnes de Dagorda,
d = calcaires dolomitiques,
J^3 = Lusitanien calcaire et grès supérieurs,
P = Pliocène.

Fig. 17 — Coupe passant au Sud de Dagorda (G. Zbyszewski) — Même légende que celle de la fig. 16.

Fig. 18 — Coupe passant par Cruz da Columbeira (d'après des notes inédites de Choffat). — Voir page 44.

Légende : 1, 1′, 1″ = marnes de Dagorda,
2, 2′ = Dolomies grises et calcaires noirâtres en feuillets minces. A l'Ouest de Columbeira ils contiennent de petits bivalves.
3 = marnes grises,
4 = calcaire blanc avec lits de grosses oolites (partie supérieure des calcaires compacts).
5-8 — voir description dans le texte.

Fig. 19 — Coupe transversale de l'extrémité Est de la vallée typhonique de Serra de El-Rei (Choffat, 1882) — Voir pages 46-47.

Fig. 20 — Coupe transversale passant par S.ª do Amparo (Choffat, 1882). — Voir pages 46-47.

Fig. 21 — Coupe transversale passant par Cezareda (Choffat, 1882). — Voir pages 46-47.

Légende des profils 19,20 et 21:

m = Malm supérieur: Calcaires à *Ptygmatis bruntrutana* (C. 16).
l = Malm inférieur: Couches à grosses oolites (C. 13).
k = Malm inférieur: Marnocalcaires à *Mytilus aequiplicatus* et faune saumâtre (C. 12)
j = Malm inférieur: Couches saumâtres (C. 9-11).
i = Callovien supérieur.
h, g = Callovien.
f = Bathonien.
e = Bajocien.
d = Marnocalcaires à *Amaltheus (Paltopleuroceras) spinatus*
c = Marnes à *Polymorphites (Uptonia) jamesoni.*
b = Calcaires dolomitiques.
a = Marnes de Dagorda.

Fig. 22 — Coupe théorique d'une vallée typhonique selon Choffat (1914). — Voir page 10.

Légende : 0 = dolérite, 1 = substratum profond,
2 = Marnes de Dagorda,
3 = Calcaires dolomitiques,
4 = Jurassique supérieur (Lusitanien calcaire et grès supérieurs).

Fig. 23 — Coupe du Pliocène à 500 m S 12° W de Bom Jesus (Dollfus et Berkeley Cotter, 1909). — Voir page 60.

Légende : A = Marnes rouges et calcaires dolomitiques de l'Infralias.
1 = Conglomérat de base pliocène (0,50 m).
2 = Molasse calcaire-ferrugineuse, fossilifère (1 m).
3 = Sable et grès fins argileux, micacés, ferrugineux, avec graviers (0,50 m à 1 m).
4 = Sables jaune-nankin avec intercalation de sable fin blanchâtre (2-3 m).
5 = Argile grisâtre à taches rousses (0,20 m).
6 = Grès argileux ferrugineux avec graviers (5 m).

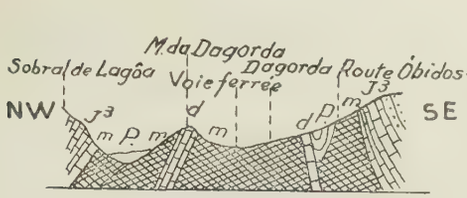


FIG. 16

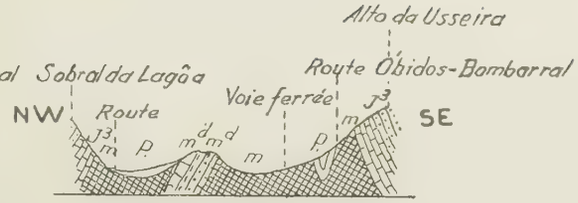


FIG. 17

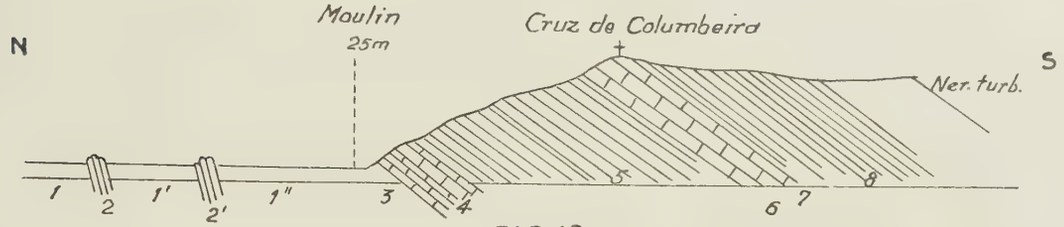


FIG. 18

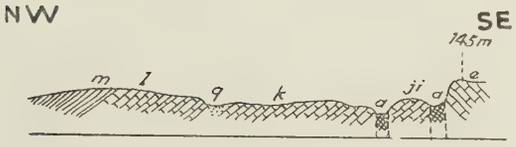


FIG. 19

FIG. 20

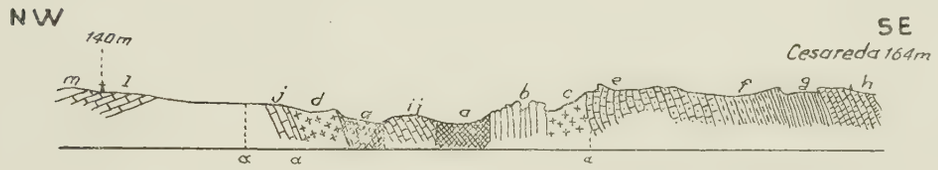


FIG. 21

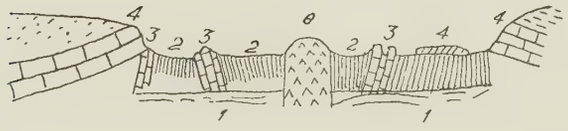


FIG. 22

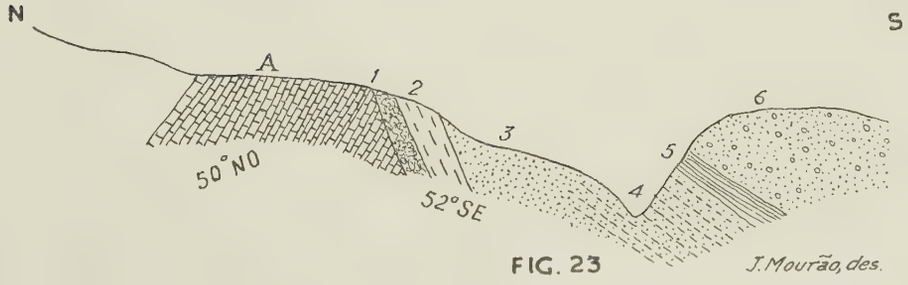


FIG. 23

Terebratula subsella LEYM est connue dans le Lusitanien du Cap Mondego, de Valverde, de Porto de Mós, de Arrábida ainsi que dans le Ptérocérien de Olela et de Brouco.

Pseudocidaris choffati DE LORIOL est une forme du Séquanien du Portugal.

Pseudocidaris ruppellensis COTTEAU est une forme connue dans le Lusitanien du Portugal, dans le Séquanien de France et d'Algérie et dans le Ptérocérien de Suisse.

Hemicidaris mondegoensis P. DE LORIOL a été trouvé dans le Callovien supérieur, dans l'Oxfordien et dans le Lusitanien du Portugal.

Rhabdocidaris crassissima COTTEAU est connu dans le Lusitanien du Portugal (couches à grandes oolithes), dans le Bajocien, le Callovien et l'Oxfordien et le Séquanien de Roumanie, etc.

Pileus hemisphaericus DESOR a été trouvé dans le Lusitanien du Portugal (couches à grandes oolithes), ainsi que dans le Rauracien, l'Oxfordien et le Callovien inférieur de France. *P. hemisphaericus* est synonyme de *P. pileus* (AGASSIZ).

Hemicidaris mondegoensis P. DE LORIOL a été trouvé dans le Callovien supérieur, dans l'Oxfordien et dans le Lusitanien du Portugal.

Rhabdocidaris crassissima COTTEAU est connu dans le Lusitanien du Portugal (couches à grandes oolithes), dans le Bajocien, le Callovien et l'Oxfordien de France, dans l'Aalénien du Maroc, dans l'Oxfordien et le Séquanien de Roumanie, etc.

C — L'ÂGE DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR PORTUGAIS

Dans son travail sur le Jurassique, ARKELL [1956] a tenté une séparation du Jurassique supérieur portugais, basée sur les zones d'Ammonites et sur les études de CHOFFAT. Par comparaison avec l'Europe centrale et occidentale il arrive aux conclusions suivantes:

KIMMERIDGIEN

Selon ARKELL le Kimmeridgien engloberait de haut en bas:

a) Le Ptérocérien. Ce sont les couches à *Trigonia lusitanica*, qui disparaissent au Nord de Serra de Montejunto en passant à des grès à Unios et végétaux fossiles.

b) Les couches à *Lima pseudo-alternicosta*.

c) Le Lusitanien supérieur. Ce sont les couches de Abadia avec *Aspidoceras* cf. *acanthicum*, *Aspidoceras* cf. *longispinum*, *Taramelliceras nimbatum* (OPPEL), *Taramelliceras trachynotum* (OPPEL), *Idoceras* ? *guimaraesi* (CHOFFAT), *Idoceras planula* (HEHL), *Prorasenia* cf. *stephanoides* (OPPEL).

D'après ARKELL cette faune serait plus moderne que les couches à *Ataxioceras effrenatum* d'Algarve et peut appartenir à la partie inférieure de la zone à *Streblites tenuilobatus*.

d) Le Lusitanien moyen (pro parte). Il s'agit des niveaux supérieurs des couches de Montejunto. L'âge kimmeridgien de ces niveaux est prouvé par la présence de: *Enosphinctes bukowskii* (CHOFFAT), *Idoceras montejuntense* DAQUÉ, *Aspidoceras* aff. *cyclotum* (OPPEL), *Prorasenia* aff. *witteana* (OPPEL), *Sowerbyceras loryi* (MUN.).

OXFORDIEN

Il comprendrait d'après ARKELL:

Oxfordien supérieur. Il correspond à la partie inférieure des couches de Montejunto (Base du Lusitanien moyen) à *Perisphinctes (Orthosphinctes) tiziani*

(OPPEL), var. *occidentalis* CHOFFAT qui à des affinités avec la zone à *Peltoceras bimmamatum* et au Lusitanien inférieur (couches supérieures de Cabaços). C'est à dire à un Oxfordien indubitable d'après CHOFFAT et qui correspondrait à la zone à *Peltoceras transversarium*.

Oxfordien inférieur. Il serait représenté par la partie inférieure des couches de Cabaços.

Ceci étant dit, on voit très nettement que par comparaison avec le Jurassique supérieur d'Europe centrale et occidentale, le Lusitanien supérieur et la partie supérieure du Lusitanien moyen, doivent être rangés dans le Kimmeridgien tandis que la partie inférieure du Lusitanien moyen et le Lusitanien inférieur seraient l'équivalent latéral de l'Oxordien.

Pour le Portugal il est cependant plus commode de conserver encore le terme de Lusitanien avec la classification de CHOFFAT.

D — LES DÉPÔTS CRÉTACÉS

Les dépôts crétacés sont localisés en dehors de la vallée typhonique, dans la région qui avoisine l'Océan, à l'Ouest de la lagune de Obidos. Ils sont constitués par des grès feldspathiques ou caoliniques blanchâtres, jaunâtres, tantôt fins et tantôt grossiers, se chargeant de graviers parfois teintés par de l'hydroxyde de fer et formant de vrais conglomérats (Pl. VI, fig. 3, 4).

Au milieu des grès on observe très souvent des lentilles d'argiles feuilletées grises, blanchâtres ou rouges violacées qui, en plusieurs points, ont donné des végétaux fossiles cités par SAPORTA et étudiés récemment par C. TEIXEIRA.

La flore en est la suivante:

FLORE DE OLHOS AMARELOS

Pecopteris dunkeri SCHIMP.
Pecopteris sp.
Sphenopteris af. *tenuifissa* SAP.
Brachyphyllum obesum HEER
Frenelopsis hohennegeri (ETT.) SCHENK
Pseudocycas tenuisectus (SAP.) FLORIN
Podozamites sp.
Zamites sp.

FLORE DE POUSIO DA GALEOTA

Pecopteris dunkeri SCHIMP.
Pecopteris sp.
Sphenopteris mantelli BRONGN.
Sphenopteris tenuifissa SAP.
Sphenopteris cf. *flabellina* SAP.
Sphenopteris sp.
Adiantum af. *expansum* SAP.
Sphenolepis kurriana (DUNKER) SCHENK
Brachyphyllum obesum HEER
Pseudocycas tenuisectus (SAP.) FLORIN
Otozamites obidosensis TEIX.
Podozamites sp.

Les formations citées appartiennent au complexe des «grès de Torres Vedras».

Ce nom a été appliqué par CHOFFAT à un complexe peu fossilifère, supérieur aux grès du Portlandien et inférieur à ceux de la base du Bellasien. Ce complexe a la position stratigraphique du Wealdien. Son épaisseur maximum, reconnue jusqu'à ce jour, atteint 250 m au Sud de Torres Vedras.

3.º — Les roches éruptives mésozoïques de vallée typhonique

La présence de roches éruptives dans la vallée typhonique de Caldas da Rainha est déjà connue depuis très longtemps. PAUL CHOFFAT en a parlé [1882, 1883-87] et MACPHERSON en a fait l'étude en les classant comme «ophites».

Récemment, au cours de nos levers géologiques, nous avons pu nous rendre compte des conditions de leur gisement. Les échantillons que nous avons prélevé en cette occasion ont été étudiés par le Professeur M. MONTENEGRO DE ANDRADE.

Les résultats de cette étude ont été présentés au Congrès Luso-Espagnol pour le Progrès des Sciences qui s'est réuni à Coimbra en 1956.

D'une façon générale, les roches éruptives de la région de Caldas da Rainha, se présentent en dômes, en cheminées, en sills et en filons. Nous examinerons successivement les divers affleurements du Nord au Sud de la vallée typhonique.

a) — Les dômes et les cheminées

Avant d'entrer dans la description des affleurements éruptifs de la vallée typhonique de Caldas da Rainha, il est nécessaire de dire quelques mots sur le Monte de S. Bartolomeu qui se dresse sur le prolongement de cette vallée vers le Nord.

Il s'agit en l'occurence de l'accident éruptif le plus important de la région et qui se présente sous la forme d'une grande aiguille entourée par des sables dunaires modernes. Deux affleurements de même nature, mais de moindre importance, existent l'un au Sud et l'autre au Nord-Est de ce rocher.

D'après J. COTELO NEIVA [1948-1949] la roche constituante serait un gabbro sub-ophitique, recoupé par des filons de micronordmarckite.

Plus au Sud le dôme de Famalicão émerge des sables pliocènes et quaternaires (Pl. IX, fig. 1). Une brèche de mise en place, constituée par des fragments de marnes et de calcaires dolomitiques de l'Infralias peut être observée à sa base, du côté Est.

La cheminée de Quinta do Compras, située à l'Ouest de Gaeiras, a légèrement métamorphisé les calcaires de l'Infralias. La roche en est très altérée et présente quelques petites diaclases remplies par des lamelles d'hématite.

Enfin le dôme de Roliça situé tout au Sud de la vallée typhonique a une orientation NNE-SSW (Pl. IX, fig. 2). Il a environ 200 m de long et 75 m de large. A son contact les formations appartenant au Lias et au Jurassique supérieur se trouvent relevées et légèrement métamorphisées.

b — Les filons et les sills

Le filon qui se trouve le plus au Nord est celui du Cabeço do Castelo. Il semble en rapport avec le dôme de Famalicão qui se trouve situé à quelques centaines de mètres plus au Sud. A son contact, les calcaires de l'Infralias ont été légèrement métamorphisés.

Le filon de Tornada, déjà signalé par CHOFFAT, apparait au milieu des marnes rouges infraliasiques à proximité du contact anormal qui constitue la limite Est de la vallée typhonique. Son orientation est sensiblement NW-SE (Pl. IX, fig. 3).

Dans la zone comprise entre Caldas da Rainha et Obidos on connait de nombreuses venues éruptives ayant traversé les marnes et les calcaires de l'Infralias. Leur orientation est très variable. Ainsi un petit affleurement situé au SW de l'établissement thermal de Águas Santas a une orientation NW-SE. Un deuxième affleurement, au SE du même

établissement thermal, a une direction NE-SW. Il en est de même d'un autre filon situé entre Casal do Santiago, Casal das Cumeiras et Mina do Arneiro. Un groupe de filons reconnus entre Trás-do-Outeiro, Bairro et la voie ferrée de l'Ouest, a une orientation générale NW-SE.

Le filon de Gaeiras, le plus important de toute la région, avait déjà été cité par CHOFFAT. Il a près de 6 km de long. Il apparaît à l'Ouest de Quinta das Janelas, au milieu des marnes de l'Infralias et semble se raccorder, sous la couverture pliocène, avec la cheminée déjà citée de Quinta do Compras. A l'Est il coupe le contact anormal qui sépare les marnes infraliasiques des calcaires du Lusitanien et pénètre dans ce dernier. Il se poursuit ensuite au milieu des grès du Jurassique supérieur. A l'Est du moulin de Catalão il se subdivise en plusieurs branches parallèles séparées par des grès. Plus à l'Est au moulin de Carmenais il forme deux élargissements locaux qui semblent être deux cheminées. Au Sud-Est de ce point il est coupé par la route de Lisbonne à Caldas da Rainha. Au Sud de Olarias sa largeur commence à diminuer rapidement. Le filon se termine sur le versant de la colline qui porte le village de S. Gregório da Fanadia.

Le dernier filon important que l'on observe à l'extrémité Sud de la vallée typhonique apparaît à l'Ouest de Roliça où il coupe les marnes et les calcaires de l'Infralias. Il a une orientation NW-SE et semble se raccorder avec le dôme de Roliça cité plus haut.

Les roches éruptives qui viennent d'être citées sont généralement très altérées.

Le Prof. MONTENEGRO DE ANDRADE a cependant pu les déterminer et reconnaître leurs caractéristiques primitives. C'est le cas des roches à structure intersertale doléritiques, dont le plagioclase dominant est une albite qui a généralement substitué un autre plagioclase calco-sodique. Dans ces roches l'augite n'a pas souffert de transformations appréciables. Tout au plus elle passe sur les bords des cristaux à de l'augite aegyrinique. Parfois l'olivine est complètement altérée en chlorite et en produits serpentineux.

L'étude des échantillons recueillis a conduit le Prof. MONTENEGRO DE ANDRADE à classer toutes ces roches comme «paradolérites».

Les analyses des roches de cette série montrent une assez grande homogéneité.

Dans le filon de Gaeiras, qui s'individualise davantage par sa position, la quantité en MgO est plus élevée. On peut admettre la parenté de ce filon doléritique avec une grande partie des autres roches éruptives de la région, y inclues celles qui présentent de la hornblende brune barkévicitique, comme par exemple celle de Casal da Luz, classée comme «épisyénite».

L'apparition de tels types de roches de la famille des théralites sensu lato, avec faciès bérondritique semble être le résultat de phénomènes d'assimilation ou bien de différentiations locales, car dans un même affleurement on trouve souvent les types doléritiques et théralitique en association intime.

Si nous abordons le problème de l'âge de ces roches nous remarquerons que le filon de Tornada se trouve localisé dans l'Infralias. Il se termine contre le contact anormal limite, du bord Est de la vallée typhonique. Il pourrait donc être plus ancien que ce dernier. Mais par contre le filon de Gaeiras est nettement plus récent que ce contact, qu'il traverse. Nous avons vu ci-dessus qu'il coupe l'Infralias et les calcaires du Lusitanien. Il coupe également les grès sans fossiles qui reposent sur ces calcaires et qui ont été jusqu'ici considérés comme «Kimmeridgiens». S'il en est ainsi on pourrait penser que la mise en place des roches éruptives de la vallée typhonique de Caldas da Rainha serait post-lusitanienne ou post-kimmeridgienne, car nous savons d'autre part que dans la région de Vermoil comme dans celle de Rio Maior, la mise en place des roches doléritiques est antérieure au Crétacé.

4.º — Le Pliocène de la vallée typhonique

L'Infralias du centre de la vallée typhonique de Caldas da Rainha a été fortement raviné par l'érosion contemporaine de la fin du Miocène. La transgression du Pliocène a pu ainsi envahir les dépressions creusées en y déposant des formations sableuses, assez uniformes du Nord au Sud. Cette couverture sédimentaire est aujourd'hui attaquée à son tour par l'érosion moderne. Elle est également affectée par des accidents qui font apparaître çà et là en son milieu, des lambeaux du substratum dont les alignements permettent de séparer plusieurs petits bassins synclinaux.

Il est difficile encore de faire des subdivisions précises dans ce Pliocène. Tout ce que nous savons de lui, c'est que sa base comprend des sédiments marins fossilifères, que l'on trouve en superposition directe sur le substratum infraliasique. La partie supérieure de ce Pliocène est représentée par des sédiments de transport fluvial et par des dépôts d'étangs ou de marécages avec lignites et diatomites.

Les gisements fossilifères marins du Pliocène de la région de Caldas da Rainha furent décrits par J. C. Berkeley Cotter. L'étude de leur faune fut commencée par cet auteur en collaboration avec G. F. Dollfus, mais ne fut pas achevée.

Seule la première partie de ce travail (Pélécypodes) fut publiée en 1909. La deuxième partie devait comprendre l'étude des Gastropodes. Une collection de ces derniers fut envoyée par Cotter à G. F. Dollfus. Mais la mort vint surprendre successivement les deux savants avant qu'ils aient pu conclure cette intéressante étude. Les exemplaires envoyés à Dollfus ne revinrent jamais au Portugal.

Les principaux gisements de Mollusques pliocènes sont ceux de Bom Jesus, de Serra de Mangues, de Salir do Porto, de Nadadouro, de Casal do Negrelho (ou de Negreiro) et de Águas Santas.

En dehors de ces points il y en a d'autres, secondaires, qui n'ont livré que des exemplaires en mauvais état ou bien des fragments de coquilles indéterminables.

Les dépôts pliocènes sont surtout représentés par des formations sableuses qui reposent sur un socle mésozoïque fortement raviné. Souvent l'on y trouve des lits de cailloux roulés et des lentilles d'argiles plus ou moins micacées, intercallées au milieu des sables et des grès, parfois ferrugineux.

D'une façon générale les bonnes coupes sont rares dans ces formations.

Dans la région étudiée nous distinguerons trois bassins synclinaux principaux:

a) — Le bassin synclinal des lignites de Palhagueira et de Caldas da Rainha.
c) — Le bassin synclinal de S. Martinho do Porto et de Nadadouro.
b) — Enfin le bassin synclinal d'Amoreira-Olho Marinho-Pó, au Sud d'Obidos.

b) — Le bassin synclinal des lignites de Palhagueira et de Caldas da Rainha

Ce bassin synclinal s'étend sur une longueur de 7 à 8 km depuis le Nord de Tornada jusqu'au Sud de Caldas da Rainha. Sa largeur maximum est de 4 à 5 km. Les limites de ce bassin sont marquées par des affleurements de marnes hettangiennes au contact desquelles les formations pliocènes se trouvent relevées.

En bordure de la route de Caldas da Rainha à Tornada, l'inclinaison générale du Pliocène se fait vers l'Ouest. Elle est assez forte.

Le contact entre le Pliocène et l'Infralias de l'anticlinal de Campo est très incliné. Entre le passage à niveau qui se trouve au Nord de ce village et la tuillerie qui se trouve à 1,5 km au Sud de ce point, le Pliocène est relevé à la verticale. Dans les tranchées ouvertes auprès de la tuilerie de Campo on observe au contact des argiles rouges, lie-de-vin, de l'Hett-

angien, un niveau de sables pliocènes jaunes micacés, suivi par une couche de graviers et de gros galets, puis par d'autres sables pliocènes (Pl. VIII, fig. 2). Enfin sur la route de Caldas da Rainha à Foz do Arelho, le passage du contact précédent est encore vertical.

Sur le bord méridional du bassin où le substratum est morcelé par plusieurs accidents, l'inclinaison des couches pliocènes (qui peut subir des variations locales) se fait plus ou moins vers le Nord.

A l'intérieur même du bassin pliocène de Caldas da Rainha, existe une série de pointements infraliasiques de dimensions souvent très exigües, disposés en chapelet suivant une courbe convexe vers l'Ouest, depuis Tornada, au Nord, jusqu'à Águas Santas, au Sud et qui passerait par Casal do Vale, Quinta da Palhagueira, Casal do Brejo do Couto et enfin Charneca da Mina.

Il s'agit d'un relief probablement antérieur au Pliocène, noyé et recouvert par ce dernier. L'ensemble des deux a subi des déformations ultérieures. Ces affleurements infraliasiques sont constitués tantot par des argiles hettangiennes, tantôt par des calcaires plus ou moins dolomitiques suivant les cas et rarement par des roches éruptives altérées (Águas Santas).

Ce relief est important du point de vue hydrologique, car il sépare deux nappes souterraines qui s'écoulent par des ravinements du substratum, au Nord vers Tornada, au Sud vers Águas Santas.

L'une d'elles se trouve localisée à l'Est du relief cité, dans le bassin de Palhagueira, Águas Santas, Caldas da Rainha. L'autre se trouve à l'Ouest du même relief. Son écoulement se fait surtout vers le NE (Casal do Campo, Casal dos Bernardinos, etc.) où les sources sont abondantes.

Auprès de Águas Santas le relief infraliasique doit faire barrage à la nappe d'eau du bassin de Caldas da Rainha. Il est traversé cependant par les vallées de deux ruisseaux, l'un venant de Caldas da Rainha et recevant les eaux sulfureuses de l'établissement thermal, l'autre (ruisseau de Santo Isidoro) venant du Jurassique de la région au Sud de cette ville.

Auprès des thermes de Águas Santas existent deux catégories de sources, les unes d'eau potable (captages de la ville de Caldas), les autres comme nous le verons plus loin, légèrement sulfureuses, utilisées par l'établissement thermal (eaux sulfureuses, calciques, chlorurées, hypothermales).

Du point de vue géologique les formations pliocènes les plus anciennes du bassin synclinal de Palhagueira s'observent sur le pourtour de ce dernier, ainsi qu'au voisinage des affleurements infraliasiques au contact desquels elles ont été relevées. Il s'agit de dépôts marins de faciès astien (sables et graviers). La série type est celle d'Águas Santas, aujourd'hui masquée en grande partie sous les terrains cultivés et les bois de pins.

C'est Paul Choffat qui découvrit le gisement fossilifère d'Águas Santas en 1888. Ce dernier se trouve en bordure de la route de Caldas da Rainha à Foz do Arelho, à 700 m au NO de l'établissement thermal d'Águas Santas, au lieu appelé «Mina».

L'épaisseur du lit fossilifère ne dépasse pas 0,20 m. C'est un sable argileux et micacé avec débris de coquilles. Cette couche est recouverte par une autre de 1 m d'épaisseur, de sable fin sans fossiles, qui la masque complètement.

Cotter a fait remarquer l'abondance extraordinaire et spéciale à ce gisement, des Nassidés et des Pleurotomidés. La présence des bivalves y est par contre beaucoup moins abondante (seulement 30% des coquilles).

Comme Choffat l'avait indiqué, le dépôt fossilifère repose sur des calcaires marneux infraliasiques. L'inclinaison des strates pliocènes se fait vers le Sud-Ouest. L'altitude du gisement est de 39 m. D'autres points fossilifères ont été reconnus dans le voisinage. Selon Cotter, ils seraient moins riches. Mais l'épaisseur du dépôt fossilifère y serait beaucoup plus grande. Tel est le cas du gisement à 400 m SSW du signal de Charneca.

Le gisement d'Águas Santas semble avoir été, d'après Cotter, le plus abondant de tous.

Plus au Nord, à 400 m au NW du gisement précédent, COTTER a observé la coupe suivante (Pl. D, fig. 26).

C.3 — Sable grossier foncé avec beaucoup de graviers.
C.2 — Sable de grain moyen, jaune clair, avec petits cailloux.
C.1 — Argile très micacée schistoïde, de coloration jaune pâle.

Aucune de ces couches n'a livré de fossiles. COTTER a donc pensé qu'il s'agissait d'une formation continentale.

Nous avons visité récemment les gisements fossilifères signalés par cet auteur.

Sur la route de Caldas da Rainha à Foz do Arelho, à l'endroit où CHOFFAT avait recueilli des fossiles, nous avons retrouvé sans difficulté l'affleurement du socle infraliasique. Les calcaires marneux traversent la route et se perdent au Sud comme au Nord de celle-ci, au milieu des champs cultivés et des vignes.

Il existe très certainement en ce point, un ou plusieurs accidents occultes qui provoquent des changements dans la position et l'inclinaison des couches.

A 150 m environ au Nord du signal géodésique de Charneca da Mina, un chemin coupe un filon de roche éruptive très altérée que l'on retrouve plus loin au SE, près de l'établissement thermal. L'orientation de ce filon est approximativement NW-SE. Il doit rejoindre vraisemblablement le petit affleurement éruptif qui existe sur la colline à 350 m environ au SE des bains de Águas Santas.

La présence de ces deux affleurements (calcaires infraliasiques et roches éruptives) qui émergent au milieu des sables pliocènes, comme aussi celle de plusieurs sources, montre nettement l'existence en ce point, de failles occultes d'orientation générale NW-SE. Ces accidents ont visiblement affecté non seulement le substratum infraliasique mais aussi les dépôts pliocènes.

Comme nous l'avons vu ci-dessus, l'inclinaison du dépôt fossilifère signalé par CHOFFAT et par COTTER sur la route de Caldas da Rainha à Foz do Arelho, se fait vers le SW. A partir de ce point nous avons suivi la couche fossilifère vers le Sud, sur le versant occidental de la colline qui porte le signal géodésique de Charneca da Mina. Les fossiles y apparaissent dans un sable micacé ferrugineux. Il est difficile d'y observer la succession des couches vu qu'il s'agit d'un terrain boisé, de terres cultivées et de vignes. On remarque cependant que la couche fossilifère est surmontée par un sable brun argileux et que ce dernier se trouve recouvert par un niveau de galets qui occupe le sommet de la colline. Sur le versant occidental de celle-ci, à environ 200 m ESE du signal géodésique de Charneca da Mina, on observe dans une sablière située auprès d'une ferme, une couche de sable argilo-ligniteux noir, affectée d'une inclinaison de 40° vers le NNW. Il s'agit certainement d'une formation plus récente que le niveau fossilifère, cependant son pendage et sa position en ce point ne peuvent être expliqués que par la présence d'un accident tectonique (Pl. V, fig. 3).

Le centre du bassin synclinal pliocène de Caldas da Rainha est occupé par des dépôts sableux comprenant des intercalations de lignite, exploitées dans les petites mines d'Arneiro das Caldas et de Palhagueira.

Deux sondages exécutés au Nord de l'établissement thermal d'Águas Santas ont donné les résultats suivants:

PREMIER SONDAGE:

La profondeur de ce sondage fut de 43 m. La série rencontrée correspond à une alternance régulière de lits sableux et de très petits lits de lignite, dont le plus épais, situé entre 10 m et 13 m de profondeur, atteint 2,50 m.

DEUXIÈME SONDAGE:

La profondeur de ce sondage fut de 56,95 m. Comme pour le sondage précédent, la série rencontrée était constituée par une alternance de sables et de lignites. On y a observé en outre plusieurs intercalations d'argiles sableuses foncées. Les deux niveaux ligniteux les plus importants, situés entre 35 et 52 m de profondeur, ont des épaisseurs de 5 m et de 8 m.

Les formations supérieures du Pliocène (complexe sablo-ligniteux) se relèvent légèrement vers Caldas da Rainha. Les sablières situées à l'entrée de cette ville, au bord de la route de Foz de Arelho, montrent des sables blanchâtres et jaunâtres avec une couche argilo-ligniteuse noire, présentant un faible pendage (4.º) vers l'W 35º S.

Dans une autre sablière, située plus à l'Est, la couche noire disparaît. Les sables jaunâtres avec zones blanches qui lui sont inférieurs, sont recouverts ici par un dépôt sableux de solifluxion avec petits graviers, galets de quartz et industries paléolithiques.

Au Sud de Caldas da Rainha la succession suivante peut être observée dans l'escarpement en dessous de la route de Caldas da Rainha à Lisboa.

C.12 — Sable jaunâtre d'aspect marin, avec zones plus grossières à stratification entrecroisée, petits graviers et quelques lits d'argile (5 m).
C.11 — Sables jaunes avec trainées ferrugineuses et stratification entrecroisée (0,50 m).
C.10 — Sable jaunâtre, fin (0,30 m).
C.9 — Sable grossier avec graviers plus grands que ceux de la couche 8 (environ 0,30 m).
C.8-7 — Sable blanc, grossier, avec graviers plus gros vers la base. Formation d'estuaire? (0,70 m).
C.6 — Sable légèrement brunâtre rosé (0,30 m).
C.5 — Sable blanc micacé, avec niveau jaunâtre un peu argileux (0,50 m).
C.4 — Sable plus ou moins argileux, blanc verdâtre avec niveau plus argileux (4 à 5 m).
C.3 — Sable jaune pâle d'aspect marin, avec petits lits argileux gris-verdâtres, pâles, de quelques centimètres d'épaisseur.
C.2 — Argile jaunâtre foncée.
C.1 — Au niveau du ruisseau argile brune, un peu charbonneuse et contenant de rares écailles de poissons.

Cette série se poursuit vers l'Ouest. On en retrouve une assez bonne coupe à 400 m l'Ouest de l'hôpital de Santo Isidro. Mais cette dernière ne donne que les couches supérieures. Dans la tranchée de la voie ferrée à 500 m environ du point précédent, le contact entre le Pliocène et les marnes hettangiennes se fait par faille, dont l'orientation est E 20º S. Le Pliocène est représenté par des sables jaunâtres à graviers, recouverts par des sables grisâtres d'aspect dunaire. Les couches ont un pendage de 55º.

b) — **Le bassin synclinal pliocène de Famalicão — S. Martinho do Porto — Nadadouro**

Il s'étend sur une longueur de près de 12 km. Sa largeur est de l'ordre de 4 km. Ses limites sont: à l'Est l'anticlinal de Campo, à l'Ouest les affleurements jurassiques de Serra de Bouro et de la lagune de Obidos. Au Sud il est limité par le Braço da Barrosa, petit golfe de la lagune de Obidos qui reçoit les eaux des petits ruisseaux qui drainent la région de Caldas da Rainha.

Dans la partie Nord de la vallée, comprise entre le Paúl de Cela et la plaine de Alfeizerão, le Pliocène est représenté par des sables de grain variable, avec quelques graviers et quelques lentilles d'argile intercalée. Parfois les couches pliocènes se trouvent redressées au contact de l'Hettangien, comme par exemple au SSE de Serra de Mangues. La coupe y présente de haut en bas la succession suivante:

C.3 — Sables jaunes orangés reposant en discordance sur les couches plus anciennes.
C.2 — Molasse consolidée avec graviers, galets et quelques fossiles.
C.1 — Sables jaunâtres (niveau fossilifère) inclinant de 50° vers le SE.

Les gisements fossilifères de Bom Jesus (Pl. C, fig. 23) et de Serra de Mangues ont été étudiés autrefois par J. C. Berkeley Cotter.

Dans le synclinal de S. Martinho, comme dans celui de Caldas da Rainha, le socle infraliasique présente des irrégularités remarquables, surtout vers l'extrémité Sud de la zone synclinale. En effet, de petits pointements de marnes hettangiennes apparaissent autour d'Espinheira et de Zambujeiro. Quelques uns d'entre eux sont très probablement en relation avec des failles. D'autres ont subi simplement les actions déformantes de la tectonique salifère. Dans cette zone nous n'avons réussi à rencontrer que deux contacts nets entre Pliocène et Hettangien. L'un d'eux peut être observé dans une petite sablière au milieu du village de Espinheira, au bord de la route qui va à Caldas da Rainha. L'inclinaison du Pliocène atteint 60° vers le Nord 10° Est. Le deuxième contact peut être observé dans les tranchées de la voie ferrée au Nord de Campo. Son inclinaison est de l'ordre de 60° vers le NW.

Du point de vue hydrologique l'écoulement des eaux profondes devrait se faire dans deux directions:

a) Vers le Nord à partir de Espinheira.
Les eaux sont ici collectées par les ruisseaux émissaires de la baie de S. Martinho do Porto.
b) Vers le Sud à partir de Casais de Portela.

Le synclinal se rétrécit considérablement auprès de Nadadouro. La nappe d'eau souterraine des sables pliocènes y est mise en évidence par la présence de sources. En aval de Nadadouro le fond de la vallée est marécageux au bord de la lagune de Obidos.

La petite lagune de Poça dos Ninhos est située au milieu des sables pliocènes et allimentée en eau par des sources visibles sur la rive occidentale (Pl. VI, fig. 2).

La conservation de l'eau de cette lagune doit être attribuée à la présence, à faible profondeur, du substratum hettangien.

L'étude des conditions géologiques locales montre que le bassin d'alimentation de la lagune est limité à l'Ouest, au Sud et au Sud-Ouest par des affleurements de marnes hettangiennes.

A l'Est, la couverture pliocène ne permet pas de voir les irrégularités du substratum. Mais nous connaissons l'existence d'une faille occulte d'orientation NW-SE passant au Sud du Casal do Vale d'Água. Le compartiment situé au Sud de cette faille est relevé.

A mi-chemin entre Poça dos Ninhos et Foz do Arelho, on remarque l'existence d'un affleurement de calcaires dolomitiques morcelés par des accidents et formant un petit synclinal, dont l'axe serait orienté NW-SE.

Dans le vallon du ruisseau qui passe au pied de l'affleurement, nous avons remarqué l'existence de sources qui doivent être alimentées par la nappe aquifère de la lagune citée.

Les formations pliocènes les plus anciennes du synclinal de S. Martinho do Porto et de Nadadouro, affleurent sur ses bords. Elles inclinent en général de la périphérie vers le centre du bassin, tout en subissant quelquefois l'influence locale des failles. Il s'agit de dépôts marins dont la faune a été étudiée dans les gisements de Salir do Porto et de Nadadouro par G. F. Dollfus et J. C. Berkeley Cotter.

Ces formations sont recouvertes par d'autres dépôts pliocènes, plus récents, analogues en tous points à ceux du bassin de Caldas da Rainha. Il s'agit généralement de sables contenant des intercalations d'argiles, de lignites et de diatomites (Nadadouro).

LE GISEMENT DE SALIR DO PORTO (Pl. VIII, fig. 4)

Découvert par J. F. Nery Delgado, ce gisement se trouve situé au Sud de la baie de S. Martinho do Porto, sur le versant oriental de la colline dominée par les ruines du vieux chateau de Salir.

D'après la coupe de Nery Delgado, reproduite par J. C. Berkeley Cotter (Pl. D, fig. 24), la succession des couches à 150 m de l'Eglise de Salir, serait la suivante:

C.6 — Sables fins, rougeâtres, avec abondants graviers.
C.5 — Sables fins, jaune-nankin, micacés, avec graviers et galets (3 m).
C.4 — Calcaires gréseux, foncés et durs (0,35 m).
C.3 — Conglomérat de gros galets avec grands Pectens, Polypiers, galets perforés, etc. (0,40 m). Le plongement de cette couche est de l'ordre de 30 à 50°.
C.2 — Sables jaunes avec intercalation de lumachelle de coquilles brisées, comprenant surtout des Térébratules.
Quelques zones sont plus dures et contiennent des moûles de Lamellibranches (2 m). L'inclinaison de ces sables est de l'ordre de 30 à 50° vers l'ENE.
C.1 — Conglomérat avec coquilles brisées et moules de fossiles (0,30 m).
C.0 — Substratum de marnes hettangiennes et de calcaires dolomitiques avec plongement de 30 à 45° vers l'ENE.

Le contact entre l'Infralias et le Pliocène n'est pas visible partout avec autant de netteté. Tandis qu'en certains points le Pliocène semble déposé très nettement en discordance sur les calcaires dolomitiques, ailleurs il en est séparé par une venue de marnes hettangiennes qui semblent être injectées dans l'intervalle. Il n'est pas impossible qu'il y ait là une ou plusieurs failles. Dans tous les cas il n'y a aucun doute sur le fait que l'Infralias a été soulevé postérieurement au dépôt des couches pliocènes qui se sont trouvées ainsi redressées, elles aussi.

Des sables rouge-brique de grain moyen, qui doivent correspondre à la couche 6, peuvent être observés à la sortie Sud de Salir. Ils contiennent de petits graviers blancs et plongent de 10° à 15° vers l'E 30° N.

Comme on le voit, l'inclinaison des couches pliocènes diminue rapidement quand on s'éloigne de leur contact avec l'Infralias.

Un peu plus au Sud, sur le chemin qui monte au moulin, on observe des sables jaunes correspondant possiblement à C.5, mais ils contiennent ici une couche intercallée de sables noirs. Comme on peut s'en rendre compte, cette série pliocène est en tous les points analogue à celle des autres gisements classiques de la région de Caldas da Rainha. La principale différence est que dans le gisement de Salir do Porto, les conglomérats sont beaucoup plus cimentés.

COUPE DU GISEMENT DE NADADOURO

A 400 m SSW du village de Nadadouro, on trouve sur le versant droit de la vallée qui descend vers la lagune de Obidos, un dépôt fossilifère pliocène décrit par BERKELEY COTTER (Pl. D, fig. 25). La couche riche en fossiles se poursuit sur une longueur de plus de 100 m. Elle contient des Lamellibranches à valves encore unies.

La coupe de ce gisement d'après COTTER est la suivante:

C.5 — Grès fin micacé jaunâtre, en partie noirâtre, avec graviers à sa base (épaisseur visible 2 à 3 m).
C.4 — Grès fin micacé, jaune, ferrugineux, de consistence moyenne (1 m).
C.3 — Grès grossier micacé avec graviers et galets fortement cimentés (0,30 m).
C.2 — Sable fin très micacé, blanchâtre, avec graviers et galets et comprenant en son milieu un grès grossier, ocré, de 0,15 m d'épaisseur, affecté d'un pendage de 5° vers le NW (Epaisseur totale 2,80 m).
C.1 — Sable fin micacé, foncé, avec graviers, galets et coquilles en mauvais état. Le sable est terreux à la base et mélangé à de nombreux fragments de coquilles (1,80 m).
C.0 — Substratum de marnes et de calcaires dolomitiques de l'Infralias.

La couche 2 n'a pas donné de fossiles au point indiqué, mais ceux-ci existent dans son prolongement vers le Nord, mélangés avec des graviers.

La révision de la coupe de COTTER nous a permis d'établir une autre plus détaillée. La succession des couches y est la suivante:

C.9 — Complexe de sable blancs et jaune-rosé avec galets et graviers blancs au sommet de la colline.
C.8 — Sables jaunes fins, plus grossiers à la base (2 m).
C.7 — Graviers (0,15 m).
C.6 — Sable jaune fin un peu orangé (1,70 m) avec niveau argilo-ferrugineux à la base.
C.5 — Graviers (0,30 m.).
C.4 — Sable fin très micacé, blanc jaunâtre (2,50 m).
C.3 — Graviers (0,30 m).
C.2b — Sable fin, argileux, jaunâtre, moins micacé avec lits d'argiles.
C.2a — Sable jaune ocre, très fin, micacé, avec quelques graviers (1,80 m), niveau ferrugineux à la base (0,50 m).
C.1 — Sables gris blanchâtres et jaunâtres à graviers et coquilles brisées (1,50 m).
C.0 — Substratum.

Dans cette série il y a correspondance entre les couches 1, 2 et 3 des deux coupes. La couche 6 de notre coupe correspond à C.4. de la coupe de COTTER. De même C.9 de notre coupe correspond à C.5 de la coupe ancienne.

Au Nord du gisement précédent et en bordure du chemin qui remonte vers le village de Nadadouro, on note la présence de couches sableuses jaunâtres d'âge plus récent. Elles inclinent d'environ 30° vers le Sud-Est et comprennent une intercalation noire ligniteuse. Il doit s'agir d'un niveau pliocène plus élevé, voisin de celui des lignites de Palhagueira et d'Arneiro.

La vallée du ruisseau de Nadadouro, qui débouche dans le Braço da Barrosa, correspond à l'extrémité méridionale du synclinal pliocène étudié.

Nous avons vu que sur le versant occidental de cette vallée les couches pliocènes plongeaient vers l'Est. Sur le versant oriental elles inclinent fortement vers l'Ouest.

En dessous des maisons du village construit sur la colline, à l'Est de Nadadouro, nous trouvons, reposant par un contact presque vertical sur les marnes hettangiennes, une série pliocène sans fossiles, dont le détail est visible sur le bord de la route qui descend vers la vallée. On y observe de haut en bas:

C.14 — Sables gris jaunâtres.
C.13 — Deux couches de diatomite impure, grise, séparées par une épaisseur de 2 m de sable. La couche supérieure a une puissance de 2 m. L'inférieure a 0,50 m.
C.12 — Sables jaunâtres de la série de Caldas.
C.11 — Graviers jaunâtres, ferrugineux (0,50 m).
C.10 — Sables gris jaunâtres, fins, légèrement micacés (3 m).
C.9 — Graviers blancs avec sables gris blanchâtres, maculés de jaune (1 m).
C.8 — Couche gris jaunâtre, argileuse, mal découverte.
C.7 — Sable jaunâtre passant à grisâtre, analogue à ceux de Caldas da Rainha.
C.6 — Sable jaune vif, micacé, ocreux (1,50 m).
C.5 — Niveau de graviers englobés dans un sable jaune (0,50 m).
C.4 — Sable argileux, jaune-verdâtre, fin (0,70 m).
C.3 — Sable jaune vif, micacé (1 m).
C.2 — Sables jaunes avec graviers (0,50 m).
C.1 — Graviers en contact vertical avec les marnes hettangiennes.

Toute la série précédente est redressée presque à la verticale. Les couches de diatomite sont très fracturées. Leur orientation est plus ou moins NNE-SSW, devenant presque Nord-Sud. Leur puissance diminue rapidement vers le Sud. Elles passent latéralement à des argiles sableuses et disparaissent en biseau au milieu des sables de la série pliocène. Les couches inférieures de cette série correspondent aux formations marines de la coupe précédente, du versant occidental de la vallée de Nadadouro, mais les coquilles si abondantes en ce point, font totalement défaut sur le versant oriental de la vallée.

Plusieurs accidents existent sur le versant oriental de la vallée, sous les maisons du village qui se trouve à l'Est de Nadadouro. L'un d'eux, d'orientation presque Nord-Sud, a provoqué le relèvement à la verticale des sables pliocènes et d'une couche de diatomite grise. Cette formation doit correspondre, elle aussi, à un Pliocène contemporain des lignites.

Dans tout le voisinage de Nadadouro, c'est avec fréquence que l'on observe des dépôts pliocènes redressés au contact de l'Infralias.

Au Nord du moulin de Casalinho, sur la bordure occidentale de la vallée typhonique, les grès du Jurassique supérieur sont relevés à la verticale au contact de l'Hettangien dont ils sont séparés par une faille ou par un contact anormal. Les marnes hettangiennes rouges sont, elles aussi, affectées par une forte inclinaison.

A quelques dizaines de mètres plus à l'Est, le Pliocène offre un pendage de 45 à 50° vers l'E. 30° N. Il débute par des sables jaunes micacés, suivis par des graviers, puis par d'autres sables jaunâtres, plus ou moins meubles en surface.

Plus au Nord, on trouve auprès de Casais de Portela et de Casais da Espinheira, de petits affleurements de marnes hettangiennes au milieu des sables pliocènes. Le contact entre Hettangien et Pliocène n'a pu être mesuré qu'en deux points:

a) Au milieu du village de Casais da Espinheira, dans une ancienne sablière en bordure de la route de Caldas à Espinheira, où il incline de 60° vers le NNE. Le Pliocène y est représenté par des sables jaunes avec graviers.

b) A 1 km au Sud-Ouest de Casal do Ferro Velho, où le Pliocène (sables jaunes ocre) est en contact avec les marnes hettangiennes de l'affleurement de Campo. L'inclinaison de ce contact est de 30° vers le NW.

Plus au Nord dans les tranchées de la voie ferrée, l'inclinaison est plus forte et atteint 60°.

c) — Le Pliocène de la moitié sud de la vallée typhonique

La vallée du ruisseau de Santo Isidoro a une orientation sensiblement Est-Ouest. Elle vient de la région de Caldas da Rainha et débouche dans le Braço da Barrosa. Sur le flanc Nord de cette vallée, les dépôts pliocènes sont extrêmement morcelés. Ils sont représentés dans leur ensemble, par des sables et par des graviers. Entre le méridien de Nadadouro et celui de Águas Santas, nous trouvons une série d'accidents d'orientation NNE-SSE.

A l'Est du Casal do Negrelho, les lambeaux pliocènes sont relevés au contact des marnes hettangiennes. Entre cette ferme et celle de Casal da Barrosa, passe la vallée du ruisseau dont les affluents convergent vers le Sud.

Au Casal da Barrosa, le Pliocène pend vers le SE. Dans l'intervalle des deux thalwegs qui se réunissent en ce point, il incline vers le Sud, comme aussi les lambeaux qui se trouvent au voisinage de Casal do Negrelho. Entre cette ferme et le signal géodésique de Charneca da Mina, l'inclinaison se fait vers l'Est et le SE.

Sur le versant méridional de la vallée du ruisseau de Santo Isidoro nous retrouvons le prolongement des dépôts précédents, mais ici les dépôts pliocènes ne présentent pas de bonnes coupes. Ils sont constitués par des sables jaunâtres et roses avec quelques graviers. Ils sont affectés par des accidents et recouvrent des pointements de marnes hettangiennes avec gypse et des calcaires dolomitiques. L'inclinaison des couches varie d'un point à l'autre.

Des dépôts de galets, prolongeant les affleurements de la région de Nadadouro, se développent au Sud du Braço da Barrosa, ainsi qu'auprès de Casal da Galeota où ils occupent le sommet des collines.

A 500 m au NW de Casal da Galeota, dans le talus de la plage de la lagune, un pointement de marnes hettangiennes a soulevé le Pliocène qui se trouve en position subverticale. Ce dernier est trouvé du côté Est, représenté par des graviers jaunâtres et par des argiles jaunes. Sur le côté Ouest on trouve des argiles grisâtres avec niveaux gris humiques et des sables grisâtres.

C'est au Sud du ruisseau de Santo Isidoro que l'on observe l'existence d'une formation marine pliocène fossilifère, qui ravine le substratum infraliasique. Ce gisement de Casal do Negrelho, fut étudié autrefois par COTTER.

COUPE DU GISEMENT DE CASAL DO NEGRELHO

Ce gisement (Pl. D, fig. 27) se trouve sur la rive Sud du ruisseau de Santo Isidoro, à 400 m S 20° W du Casal do Negrelho (anciennement appelé Casal do Negreiro) et à 1.300 m SSW du gisement de Águas Santas. Les couches fossilifères apparaissent dans un petit talus, en bordure des alluvions de la vallée. La coupe en est la suivante:

C.6 — Sable blanc devenant rouge par endroits, avec graviers et galets à sa base (2,50 à 3 m).

C.5 — Sable micacé, fin, fossilifère (2,50 m).
C.4 — Conglomérat à pâte argilo-ferrugineuse, avec fragments de coquilles. Inclinaison 15° vers l'Est (1 m).
C.3 — Sable fin, jaunâtre, consolidé, avec coquilles (0,60 m).
C.2 — Sable jaune foncé, incohérent, avec fragments de coquilles, contenant vers sa base des graviers et des galets, dont quelques uns perforés par les Lithodomes. Ce dépôt est en partie consolidé (0,60 m).
C.1 — Substratum de marnes infraliasiques, lie-de vin, avec gypse.

Dans les récoltes faites dans le gisement et dans son voisinage, comme par exemple à 400 m NE de Casal do Santiago, ainsi qu'à 400 m S 40° W de Casal do Negrelho, les Gastropodes sont infiniment moins nombreux qu'à Águas Santas. Leur nombre ne dépasse ici que très légèrement celui des bivalves. L'inclinaison générale des couches du gisement se fait vers l'ENE. Elle est de l'ordre de 20 à 25°. Le Pliocène est déformé par un soulèvement du substratum, constitué par un petit anticlinal faillé de marnes hettangiennes avec noyau de gypse, visible à quelques dizaines de mètres plus à l'Ouest.

Dans la partie occidentale de la zone considérée, le synclinal pliocène de Nadadouro se prolonge, au Sud du Braço da Barrosa, jusqu'au village de Carregal. Il est limité à l'Ouest par le Jurassique du bord occidental de la vallée typhonique, dominé par le village de Arelho. La limite orientale de ce synclinal est représentée par l'affleurement de marnes hettangiennes et de calcaires dolomitiques qui passe entre les villages de Carregal et de Trás-do-Outeiro.

Un petit bassin synclinal avec lignites et diatomites se développe autour de la mine de Arneiro, dans la partie centrale de la zone considérée. C'est le bassin de Trás-do-Outeiro.

On y observe le Pliocène relevé de toutes parts au contact de l'Infralias et traversé par des accidents d'orientation NNW-SSE. C'est ainsi qu'à la sortie occidentale du village de Trás-do-Outeiro le pendage du Pliocène augmente lorsque l'on se rapproche de l'affleurement hettangien.

Au SE du village, le long d'un chemin creux qui vient de Obidos, le Pliocène repose sur les marnes à gypse de l'Hettangien. Son inclinaison atteint 45° (Pl. VIII, fig. 1). Il est constitué par les couches suivantes:

C.4 — Sables jaunâtres, blancs et orangés, avec quelques graviers.
C.3 — Graviers jaunes.
C.2 — Grès jaunes ocreux.
C.1 — Graviers.
C.0 — Marnes hettangiennes.

Les affleurements du bassin de Trás-do-Outeiro se continuent vers le NE en direction de Casal do Santiago. A 400 m environ au NE de cette ferme, dans la tranchée d'un chemin creux, un sable jaunâtre avec petits lits d'argiles grises incline à 18° vers l'E 20-25° S. On y observe une petite couche de sable ligniteux intercalé.

Dans la zone des calcaires dolomitiques qui entourent les mines de gypse de la CUF et de TINOCA, on observe encore des affleurements épars de sables pliocènes avec quelques graviers.

Dans la partie orientale de la région étudiée, le bassin de Caldas da Rainha se prolonge vers le Sud par une étroite bande synclinale qui s'étend jusqu'à l'entrée de Obidos. Ce Pliocène est limité à l'Ouest par les affleurements de calcaires dolomitiques qui entourent les mines de gypse et à l'Est par l'affleurement des marnes hettangiennes du bord de la vallée typhonique.

Deux coupes assez bonnes des dépôts pliocènes nous sont données par le sondage de Gaeiras et par les carrières de la tuilerie de Gama.

PLANCHE D

Fig. 24 — Coupe à 50 m au dessous du château de Salir do Porto (Dollfus et Berkeley Cotter, 1909). — Voir page 61.

Légende : *A* = Calcaire dolomitique de l'Infralias.
1 = Conglomérat de base pliocène.
2 = Molasse jaune avec lumachelles surtout de Térébratules.
3 = Conglomérat avec grands Pectens, Polypiers, galets perforés, etc.
4, 4ª = Sable incohérent, micacé, jaune avec graviers blancs.

Fig. 25 — Coupe prise au Sud-Sud-Ouest de Nadadouro (Dollfus et Cotter, 1909). — Voir page 62.

a = Alluvions.
A = Marnes et calcaires dolomitiques.
1 = Sable fin micacé avec graviers et débris de coquilles (1,80 m).
2 = Sable fin, blanchâtre, micacé, avec graviers (2,80 m).
3 = Grès grossiers micacés avec galets (0,30 m).
4 = Grès fins, micacés, ferrugineux (1 m).
5 = Grès fins, micacés, jaunâtres, parfois noirâtres avec galets à la base (2-3 m).

Fig. 26 — Petite coupe à 400 m au NW du gisement principal de Águas Santas (Dollfus et Berkeley Cotter, 1909). — Voir page 58.

Fig. 27 — Coupe à 400 m Sud 20° Ouest de Casal do Negrelho (Dollfus et Berkeley Cotter, 1909). — Voir page 64.

Légende : *a* = Limon.
A = Marnes de l'Infralias.
1 = Sable foncé incohérent avec fragments de coquilles (0,60 m).
2 = Sable foncé avec coquilles (0,60 m).
3 = Conglomérat argilo-ferrugineux avec coquilles (1 m).
4 = Sable très micacé avec coquilles (2,50 m).
5 = Sables rougeâtres avec graviers à la base (2,50 à 3 m).

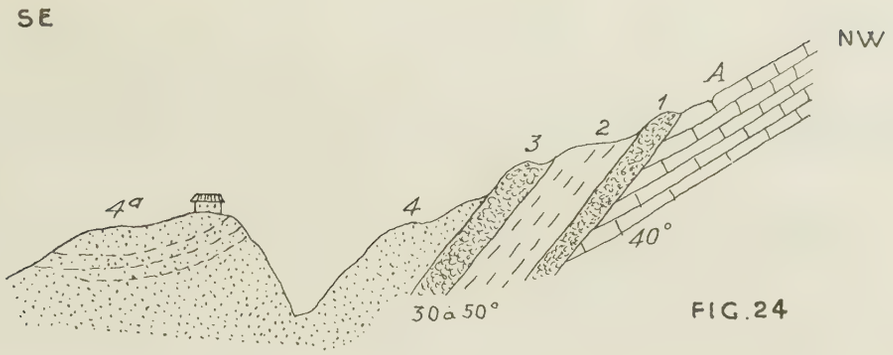


FIG. 24

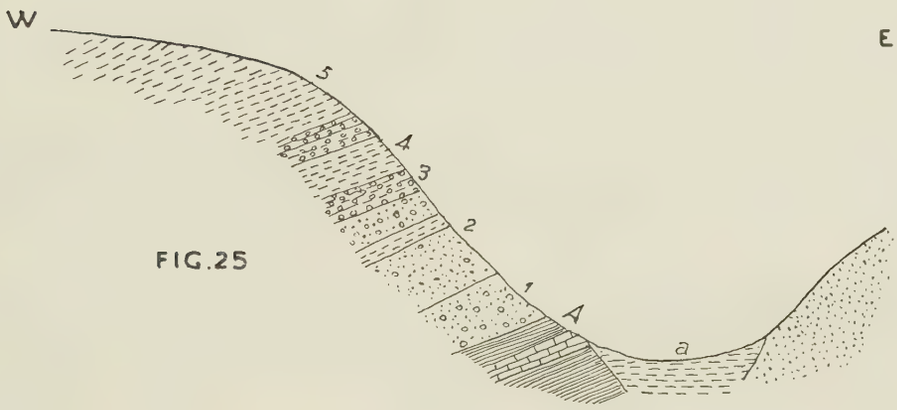


FIG. 25

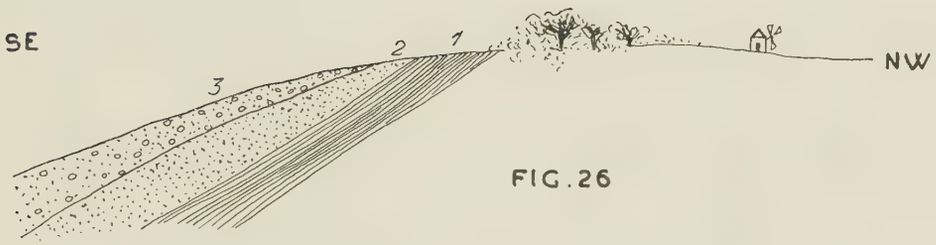


FIG. 26

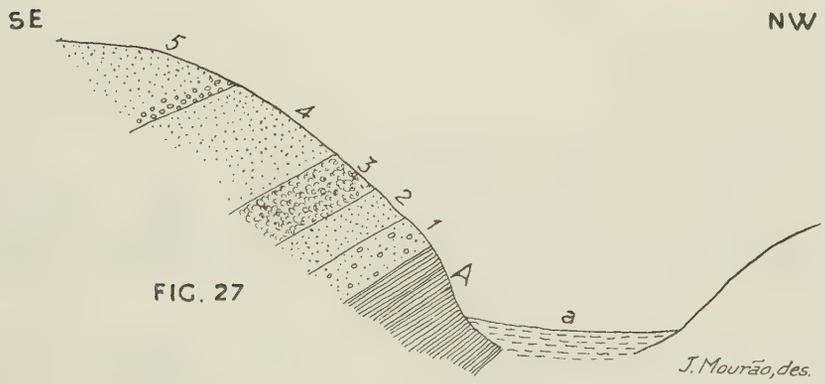


FIG. 27

J. Mourão, des.

COUPE DU SONDAGE DE GAEIRAS

Ce sondage fut exécuté à 800 m environ à l'WNW du village de Gaeiras en bordure de la route de Caldas da Rainha à Obidos. Il a traversé les dépôts pliocènes suivants:

Entre 0 m et 15 m — Sable fin jaunâtre.
Entre 15 m et 20 m — Sable un peu plus grossier, gris jaunâtre, se chargeant d'argile verdâtre.
Entre 20 m et 24 m — Sable marneux gris pâle, légèrement jaunâtre.
Entre 24 m et 30 m — Sable de grain moyen de couleur gris-violacée.
Entre 30 m et 41 m — Sable grossier violet clair à mauve.
Entre 41 m et 43 m — Sable plus fin, moins marneux, de couleur gris-violacée avec paillettes de gypse.
Entre 43 m et 45 m — Sable gris pâle, grossier avec paillettes de gypse, fragments de calcaire dolomitique, de marnes, etc.

Plus au Sud la carrière de la tuilerie de Gama nous montre une petite série pliocène représentée par les couches suivantes:

C.6 — Terre meuble (0,30 m).
C.5 — Argile couleur ocre (1,20 m) avec une zone grise de 0,10 m à la base.
C.4 — Grès ferrugineux avec traces noirâtres (0,15 m).
C.3 — Argile grisâtre (0,20 m).
C.2 — Argile noire ligniteuse (0,40 m).
C.1 — Argile rose jaunâtre sableuse.

Cet ensemble plonge de 10 à 12° vers le Sud. Le prolongement de ces formations est retrouvé à 1 km plus au Sud, de l'autre côté du Rio Arnoia, sur un chemin qui contourne la plaine alluviale pour aboutir à Obidos. La coupe y est la suivante:

C.4 — Sables pliocènes.
C.3 — Argile grise avec un niveau foncé vers le haut (C.3 de la coupe précédente).
C.2 — Argile rose pâle (C.1 de la coupe précédente).
C.1 — Argile gris-pâle.

C'est entre le Rio Arnoia et le Rio Real, c'est à dire entre Obidos, Dagorda et S. Mamede, que la vallée typhonique est la plus étroite. Le Pliocène, comme partout ailleurs, s'y trouve profondément redressé. Mais au lieu des grands affleurements que nous avons vu plus au Nord et d'autres que nous verrons plus au Sud, nous n'avons ici que des lambeaux allongés suivant l'alignement général de la vallée typhonique.

Parmi ces affleurements nous devons citer avant tout une zone synclinale étroite et comprimée qui s'étend depuis Obidos jusqu'à S. Mamede. Elle est constituée par des sables avec une intercalation de diatomite avec lignites à sa base (Pl. V, fig. 1).

Cette diatomite est exploitée à Quinta do Jardim, entre Obidos et Dagorda, où elle a livré une flore qui fut étudiée par le Dr. CARLOS TEIXEIRA.

Deux autres pointements de dimensions très exigües existent entre Dagorda et S. Mamede. Les meilleures coupes du Pliocène de cette région peuvent être observées entre ces deux villages.

a) — A 500 m environ au Sud de Dagorda, dans une sablière visible en bordure d'un chemin parallèle à la grande route, les marnes hettangiennes sont redressées à la verticale. Le Pliocène qui les recouvre a un plongement de 40° vers le Sud-Est. Il est constitué par des sables roses avec intercalations de petits lits d'argiles micacées jaunâtres et de graviers. Plus au Sud, à l'entrée du village de S. Mamede, les mêmes sables sont recouverts par des marnes hettangiennes solifluées sur le versant de la colline.

b) — Sur le bord occidental de la vallée typhonique, sur la vieille route de Obidos à Sobral da Lagoa, le Pliocène est représenté par des sables rougeâtres avec petits graviers et trainées ferro-manganésifères. Le pendage est ici de 45° vers l'ENE.

Comme nous l'avons dit précédemment, la vallée typhonique de Caldas da Rainha se termine au Sud par le bassin synclinal de Amoreira, Olho Marinho et Pó, avec sa dépendance: la petit bassin de Columbeira.

Il s'agit, ici aussi, d'une dépression déblayée dans les formations infraliasiques et remplie par le Pliocène, marin d'abord, continental ensuite, qui a été en bien des points déformé ultérieurement par action de la tectonique salifère et gypsifère locale.

Les seuls fossiles marins connus jusqu'ici dans cette région, ont été trouvés dans les sondages de recherches d'eau éxécutés par la municipalité de Peniche à proximité de Olho Marinho. Nous avons découvert en outre sur un banc de calcaires qui émergent des sables pliocènes, à 600 ou 700 m à l'ESE de Pó, des perforations de mollusques lithophages. Il est donc certain que la mer pliocène s'est étendue jusque là.

Les dépôts pliocènes sont constitués ici, comme partout ailleurs, par des sables jaunâtres et roses avec graviers. Il est probable qu'ici, comme dans la région de Caldas da Rainha, il y ait des intercalations de lignites et de diatomites au milieu des dépôts sableux. C'est ainsi que dans un chemin creux à la sortie Sud du village de Amoreira, nous avons observé la succession suivante:

C.10 — Sable orangé, surmonté par des petits graviers.
C.9 — Argile ligniteuse, grise.
C.8 — Sables blancs jaunâtres (2,50 m).
C.7 — Lignite.
C.6 — Argile ligniteuse (1 m), recouverte par un sable meuble.
C.5 — Argile grisâtre (0,50 m) avec deux petits lits ligniteux.
C.4 — Argiles grisâtres (1,20 m).
C.3 — Argiles grisâtres, maculées de jaune (2,50 m).
C.2 — Argile grise (0,20 m).
C.1 — Sables jaunâtres.

Le pendage de cette série est de 24° vers le N 30° W.

LA FLORE PLIOCÈNE

Comme nous l'avons dit précédemment, le Pliocène de la région de Caldas da Rainha comprend des intercalations de diatomites et de lignites.

Jusqu'à présent, la flore recueillie dans le gisement de Quinta do Jardim (Obidos) a livré les espèces suivantes déterminées par le Prof. Carlos Teixeira [Zbyszewski 1954]:

Pinus praepinaster
Sequoia cf. *langsdorfi*
Comptonia ef. *oeningensis*
Cinnamomum polymorphum
Myrica sp.
Salix sp.

Les analyses polliniques faites par C. ROMARIZ [1948] sur divers échantillons provenant de la même région ont donné les pourcentages suivants:

Flore	Quinta do Jardim				Mine de Arneiro	Foz do Arelho
	I	II	III	IV	V	VI
Alnus	36,5	30,7	12,6	—	—	17,7
Acer	2,9	—	1,8	—	—	—
Betula	10,5	6,4	18,16	60,0	66,6	70,7
Castanea	—	—	6,6	—	—	—
Quercus	18,2	15,3	31,8	20,0	—	8,8
Pinus	34,8	19,8	23,4	20,0	33,3	8,8
Ulmus	2,9	27,7	6,0	—	—	—
Corylus	14,2	23,0	4,2	40,0	—	—
PNA	17,1	19,8	33,0	60,0	33,3	165,0
PAq	0,5	1,9	9,6	—	—	—
PI	45	11	16	4	—	35

Dans le tableau précédent, la colonne I correspond au niveau supérieur des diatomites de Quinta do Jardim, II aux diatomites «B», III aux diatomites «A», IV aux lignites, V et VI correspondent respectivement aux lignites de la Mine de Arneiro et de Foz do Arelho.

PNA correspond aux pollens des espèces arbustives et herbacées. On y trouve entre autres une bonne représentation des Ericacées avec *Rhododendron*, *Erica* et *Calluna*, des Gencianacées, Caprifoliacées et Ptéridophytes *(Polipodium* et *Isoetes)*.

PAq correspond aux pourcentages des pollens des espèces aquatiques: Nymphaeacées (*Nymphaea*, *Nuphar*, etc.), Typhacées *(Typha)*, etc.

PI correspond à des pollens indéterminés, en nombres.

LA FAUNE PLIOCÈNE

La faune pliocène recueillie dans les gisements cités ci-dessus a été examinée par BERKELEY COTTER. Les Lamellibranches ont été décrits dans un mémoire publié par DOLLFUS et BERKELEY COTTER en 1909. Par contre, comme nous l'avons dit au début, les Gastropodes envoyés à DOLLFUS ont été perdus. De cette façon, il nous a été nécessaire de refaire la classification des exemplaires existant en double dans les collections des Services Géologiques du Portugal. Nous la présentons aujourd'hui, accompagnée de quelques commentaires. Nous en profitons pour établir quelques comparaisons avec les faunes des autres gisements pliocènes actuellement connus et notamment ceux des régions de Pombal et de la péninsule de Setúbal. Ces faunes ont été revues et quelques uns des exemplaires les meilleurs, pris parmi elles, ont été figurés ci-après.

BRACHIOPODES

Ils sont représentés par une seule espèce:

Terebratula ampulla BROCCHI

Cette espèce a été décrite par G. F. Dollfus et J. C. Berkeley Cotter [1909] dans les gisements pliocènes de Salir do Porto, Nadadouro et Casal do Negrelho.

Ces auteurs y ont reconnu la présence de la variété *plicato-parva* Sacco, ondulée et transverse et d'une nouvelle variété: *pertransversa*, plus large que haute.

Les exemplaires décrits par Dollfus et Cotter se rapportent aux types du Pliocène méditerranéen et sont distincts des types plus allongés, plus étroits et plus bombés du Pliocène du Nord.

Terebratula ampulla paraît spéciale au Pliocène (Plaisancien et Astien). Elle aurait vécu à faible profondeur.

AMPHINEURES

Chaetopleura fulva Wood

Les gisements pliocènes de Marinha Grande ont livré cette espèce [Custodio de Morais, 1941].

LAMELLIBRANCHES

Ils comprennent les espèces suivantes:

Nucula nucleus Linné

Cette forme est connue dans le Tortonien de Cacela, ainsi que dans le Pliocène de Pombal, de Monte Real, de Nadadouro [Dollfus & Berkeley Cotter, 1909] et de Fonte da Telha [Zbyszewski, 1943].

Il s'agit d'une espèce répandue dans tout le Miocène et le Pliocène européens. Vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'au Maroc, sur les fonds sableux et vaseux jusqu'à 250 m de profondeur.

Leda fragilis Chemn.

Cette espèce a été signalée par Dollfus et Cotter [1909] dans le gisement de Águas Santas. Tandis que sa variété *deltoidea* Risso a été trouvée à Nadadouro ainsi que dans le Tortonien de Cacela [D. C. G. 1903-04]. *Leda fragilis* est connue dans le Miocène de l'Ouest et du Sud-Ouest de la France, ainsi que dans celui des régions méditerranéennes. Au Pliocène elle est abondante dans le domaine méditerranéen.

Elle vit actuellement en Méditerranée ainsi que dans l'Atlantique, sur les côtes du Golfe de Gascogne, du Portugal et du Maroc, à des profondeurs allant jusqu'à 200 m et plus.

Leda pella Linné

Cette espèce a été signalée jusqu'ici dans l'Helvétien de Margueira, dans le Tortonien de Rego, d'Adiça, de Mutela et de Cacela [D. C. G. 1903-04], ainsi que dans le Pliocène de Pombal et dans celui de Águas Santas [Dollfus & Berkeley Cotter, 1909].

Apparue dès le Miocène, cette forme est surtout abondante dans le Plaisancien et dans le Quaternaire du bassin méditerranéen. Elle vit actuellement en Méditerranée et sur les côtes portugaises de l'Atlantique, jusqu'à une profondeur de 250 m.

Arca noe Linné

Custodio de Morais [1941] a cité cette espèce dans le Pliocène de Marinha Grande. Elle est connue depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire. Existe dans le Tortonien d'Adiça.

Arca tetragona POLI

Un seul exemplaire, très roulé, appartient à cette espèce. Il vient de Nadadouro. Deux autres ont été cités par COX [1936] dans le gisement de Mina (S. Pedro de Muel).

Arca tetragona est connue dans l'Helvétien des Açores et dans celui des régions méditerranéennes. Elle est abondante dans le Pliocène et dans le Quaternaire du bassin méditerranéen. Vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis les îles Shetland jusqu'aux Açores, Madère et Cap Vert.

Elle habite les fonds rocheux et les amas de coquilles mortes, jusqu'à 100 m de profondeur.

Arca (Barbatia) cf. *barbata* LINNÉ

Cette espèce n'a été trouvée dans le Pliocène portugais que dans le gisement de Fonte da Telha. Elle est très répandue dans le Miocène et dans le Pliocène. Son habitat actuel ne dépasse pas la profondeur de 30 m.

Arca (Barbatia) mytiloides BROCCHI

Cette forme classique est connue dans les gisements tortoniens d'Adiça, Cacela et Tavira, ainsi que dans les gisements pliocènes de Pombal, Monte Real, Salir do Porto, Nadadouro, Casal do Negrelho, Águas Santas [DOLLFUS et COTTER, 1909], Alfeite, Quinta da Barroca, Casal do Vale dos Ossos (Paio Pires), Descida de Espaleque (Caparica) et Fonte da Telha [ZBYSZEWSKI, 1943].

Elle est déjà connue dans le Tortonien (Italie, Portugal, etc.). Elle devient abondante dans le Pliocène du Bassin Méditerranéen, du Portugal, et du Maroc. Elle disparaît au Quaternaire, avant le Sicilien.

Arca (Anadara) diluvii LAMARCK.

Cette espèce classique est répandue dans le Miocène des pays du Nord et du Midi de l'Europe. Elle est très abondante dans le Pliocène des régions méditerranéennes. Elle vit encore sur les fonds coralligènes dans la Méditerranée et dans l'Atlantique (Cap Vert, etc.). Elle semble en décadence dans les mers actuelles.

Au Portugal elle est connue dans le Tortonien de Adiça, Mutela et Cacela, ainsi que dans les gisements pliocènes suivants: Alfeite, Cruz de Pau, Torre da Marinha, Casal do Vale dos Ossos (Paio Pires), etc.

var. compresso-gibba SACCO

Il s'agit d'une forme subquadrangulaire dont le bord palléal est parallèle au bord cardinal; 24 à 26 côtes plus larges que leurs intervalles et un peu aplaties. Intervalles avec cordons parallèles concentriques, frustes sur les côtés; dents continues, nombreuses, disposées en arc de cercle. Cette variété a été signalée par D. C. G. dans le gisement de Águas Santas [1909].

var. pertransversa SACCO

Nous l'avons signalée dans les gisements de Alfeite, S. Joanes (680 m SW du signal géodésique de Amora), Descida de Espaleque, etc. (1943).

var. subantiquata D'ORB.

Elle a été citée à S. Joanes (680 m SW du signal géodésique de Amora).

var. subrotunda D. & C.

Il s'agit d'une forme subarrondie ayant 26 à 27 côtes, à crochet subcentral, bord palléal bien arrondi, courbé symétriquement comme l'arc dentaire; area ligamentaire triangulaire faible. Le seul exemplaire connu de cette variété vient du gisement de Águas Santas.

Arca (Anadara) pectinata BROCCHI

Elle a été décrite et figurée par DOLLFUS et COTTER, qui l'ont citée comme *Pectinarca*, dans les gisements de Águas Santas et de Nadadouro [1909].

Elle a été citée également dans les gisements de Marinha Grande par J. CUSTODIO DE MORAIS [1941].

Cette espèce est connue dès le Tortonien. Elle disparaît à la fin du Pliocène ancien, sauf une petite variété qui survit dans le Pliocène supérieur italien.

Arca (Fossularca) lactea LINNÉ

Cette espèce est connue dans le Pliocène de la région de Pombal, ainsi qu'à Nadadouro, d'où elle a été décrite et figurée par DOLLFUS et COTTER [1909].

A. lactea apparaît dans le Burdigalien et se développe dans l'Helvétien de France, d'Italie et d'Autriche. Elle est connue dans le Tortonien d'Italie, ainsi que dans le Pliocène du Nord et du Midi.

Elle vit actuellement jusqu'à 500 m de profondeur dans la Méditerranée et dans l'Atlantique depuis l'Angleterre jusqu'au Cap Vert. On la connaît au Cap de Bonne Espérance, au Natal, dans le Golfe de Suez, etc.

Glycymeris cor (LAMARCK)

Espèce classique, connue dans le Tortonien de Cacela [D. C. G. 1903-04], ainsi que dans le Pliocène de Pombal, de Monte Real et de Águas Santas. *Glycymeris cor* débute dans le Miocène d'Italie et de France. On le connaît au Pliocène et au Quaternaire. Vit actuellement sur les fonds vaseux littoraux du Golfe de Gascogne, du Portugal, du Maroc et du Cap Vert.

var. transversa LAMARCK.

Nous avons cité cette variété [1943] à Alfeite, Quinta da Barroca (Amora) et Casal do Vale dos Ossos (Paio Pires).

Glycymeris glycymeris (LINNÉ)

Forme bien connue dans le Red Crag d'Angleterre, dans le Scaldisien d'Anvers, dans le Quaternaire d'Italie, dans le Pliocène et dans le Quaternaire du Maroc, etc.

Ce fossile a été trouvé au Portugal dans les gisements pliocènes de Pombal, Monte Real, Marinha Grande, Salir do Porto, Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas.

DOLLFUS et COTTER font ressortir qu'il s'agit d'une forme bien orbiculaire. Les mêmes auteurs signalent en outre la présence, dans les gisements cités, des variétés suivantes:

var. *bavayi* B. D. D.
var. *elongata* WOOD
var. *transversa* NYST
var. *subobliqua* WOOD

Glycymeris glycymeris vit actuellement sur les fonds sableux jusqu'à 100 m de profondeur dans l'Atlantique, depuis la Norvège jusqu'aux Canaries, Madère, etc.

Mytilus galloprovincialis LAMARCK

Cette espèce classique a été signalée dans les gisements pliocènes de Salir do Porto, de Nadadouro (DOLLFUS et COTTER, 1909], Alfeite et Fonte da Telha [ZBYSZEWSKI, 1943].

Moins abondante dans le Tortonien et dans le Plaisancien, elle est généralement commune dans l'Astien. Elle passe ensuite dans le Quaternaire. Elle vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique sur les côtes portugaises. Son habitat est purement littoral.

var. *acrocyrta*

Nous l'avons signalée dans le gisement pliocène de S. Joanes (680 m SW du signal géodésique de Amora, 1943).

Modiola adriatica LAMARCK

Elle est connue au Portugal dès le Miocène. Elle remonte dans le Pliocène et dans le Quaternaire d'Italie et du Midi de la France. Elle est connue à l'état vivant en Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis les côtes d'Angleterre jusqu'au Maroc. Son habitat est purement littoral.

L'exemplaire que nous avons cité de Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro) est en mauvais état.

var. *elongata* WOOD

Elle a été citée et figurée du gisement de Nadadouro [DOLLFUS & BERKELEY COTTER, 1909].

Pinna pectinata LINNÉ

Forme très commune. Elle débute dans le Miocène et passe dans le Pliocène et dans le Quaternaire. Elle est actuellement connue, à l'état vivant, depuis les côtes de l'Angletterre jusqu'à celles du Maroc, ainsi que dans toute la Mediterranée. Elle vit à des profondeurs médiocres, souvent fixée sur des coraux.

P. pectinata est connue dans l'Helvétien et le Tortonien du Portugal. Elle a été signalée dans les gisements pliocènes portugais de Salir do Porto, de Nadadouro, de Casal do Negrelho [DOLLFUS & BERKELEY COTTER, 1909]. Cette espèce est connue dans le Miocène de France, de Suisse, d'Autriche, de Hongrie, d'Italie, d'Asie Mineure, des Açores, etc. On la connaît dans le Pliocène d'Italie. Elle disparait avant d'atteindre le Quaternaire.

Pecten benedictus LAMARCK (Pl. X, fig. 38).

Cette forme classique est surtout abondante en Mediterranée occidentale. Elle est connue dans le Pliocène d'Italie, Algérie, Midi de la France, Espagne, Portugal, Maroc, etc.

Elle est observée dans le Calabrien du Maroc et s'éteint aussitôt après la fin de ce dernier.

Dans les gisements pliocènes portugais, *P. benedictus* a été cité dans la région de Pombal, à Monte Real, Salir do Porto, Nadadouro, Casal do Negrelho, Águas Santas [DOLLFUS & BERKELEY COTTER, 1909], Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro),

S. Joanes (680 m SW du signal géodésique de Amora), Corroios (1150 m S 68° E de la fabrique de poudre), Quinta da Barroca (Amora), Cruz de Pau, Torre da Marinha, Casal do Vale dos Ossos (Paio Pires), Fonte da Telha, etc. [Zbyszewski, 1943].

Pecten jacobaeus Linné

Cette espèce est inconnue dans le Miocène. Elle semble apparaître seulement dans le Pliocène et survit dans le Quaternaire.

Elle a été recueillie dans les gisements pliocènes portugais de Salir do Porto et de Nadadouro [Dollfus et Cotter, 1909].

On la connaît vivante dans les mers actuelles, en Méditerranée et sur les côtes du Portugal et du Maroc, ainsi que dans îles de l'Atlantique moyen, où elle vit à des profondeurs allant jusqu'à 100 m.

var. *bipartita* Foresti

Plusieurs échantillons provenant de Nadadouro et de Salir do Porto se rapportent à la variété *bipartita*.

Flabellipecten planomedius Sacco

Cette espèce a été fondée par Sacco [1897] sur des exemplaires du Pliocène ancien d'Italie. Depéret et Roman [1902] l'ont d'abord assimilée au *Pecten benedictus*. Mais plus tard ils se sont ralliés au point de vue de Sacco [1905], séparant les deux espèces. Dollfus et Cotter [1909], dans leur mémoire sur le Pliocène au Nord du Tage, ont assimilé, eux aussi, *Fl. planomedius* au *P. benedictus*. Roger [1939] a montré qu'il s'agissait d'un *Flabellipecten* qui s'éloigne du *P. benedictus* par sa valve gauche légèrement convexe ou plane, jamais concave, avec bords latéraux bien excavés et côtes plus saillantes.

Fl. planomedius est connu auprès du signal géodésique de Amora (Péninsule de Setúbal).

L'espèce citée est très abondante dans le Pliocène du Maroc.

Chlamys crispa (Brocchi)

Elle a été signalée par Dollfus et Cotter [1909], sous le nom de *Hinnites crispus*, dans les gisements de Nadadouro et de Salir do Porto.

Chl. crispa est connue dans l'Helvétien d'Aquitaine et du Bassin de la Loire, dans le Pliocène d'Angleterre, du Maroc méditerranéen. Elle semble avoir eu son plus grand développement dans le Pliocène inférieur. Elle a été signalée dans le Sicilien de Villefranche sur Mer.

Il s'agit d'une forme de *Chlamys* qui se fixe par la valve droite à une surface dont elle épouse les formes, d'où de fréquentes déformations qui ont conduit beaucoup d'auteurs à faire de nombreuses espèces et de nombreuses variétés.

Chlamys varia Linné

C'est une forme très commune depuis le Miocène inférieur jusqu'aux temps actuels. Elle a été citée par Dollfus et Cotter dans les gisements pliocènes portugais de Monte Real, Salir do Porto, Nadadouro et Águas Santas [1909] et par Custodio de Morais dans ceux de Marinha Grande.

Chl. varia vit aujourd'hui dans l'Océan atlantique depuis les côtes d'Ecosse à Gibraltar, jusqu'à une profondeur de 50 m environ.

Chlamys multistriata Poli

Il s'agit d'une espèce commune dans tout le Miocène européen. On la connaît depuis l'Aquitanien jusqu'aux temps actuels. Elle a vécu dans le Pliocène du Nord et du Midi et, spécialement, dans tout le bassin méditerranéen.

Dollfus et Cotter [1909] l'ont citée au Portugal, dans les gisements de S.ª da Victoria et de Nadadouro. Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal. Elle vit aujourd'hui dans l'Atlantique depuis le Portugal jusqu'au Cap de Bonne Espérance. Elle est connue aux Açores, à Madère et aux Canaries.

Chlamys excisa Bronn (Pl. X, fig. 29, 36).

Cette espèce débute dans le Miocène. Almera l'a citée dans le Burdigalien de Catalogne. Lecointre l'a trouvée dans l'Helvétien du Maroc. Mais cette espèce semble être essentiellement pliocène, avec un maximum d'abondance dans le Pliocène ancien.

Chl. excisa a été signalée dans les gisements pliocènes suivants: Pombal, Monte Real, Marinha Grande, Salir do Porto, Nadadouro, Negrelho, Águas Santas et Cacela.

Certains exemplaires de Nadadouro, plus fortement costulés et de petite taille, bien bombés, appartiennent à la variété *perstriatula* Sacco.

Chlamys opercularis Linné

Espèce bien connue depuis le Vindobonien jusqu'au Quaternaire. A été signalée dans le Pliocène de Monte Real, Salir do Porto [Dollfus et Berkeley Cotter, 1909], Alfeite, Quinta da Barroca et Fonte da Telha [Zbyszewski, 1943].

Vit de nos jours dans l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'à Madère, aux Açores et aux Canaries, depuis la zone des laminaires et les fonds coralligènes jusqu'à 100 m de profondeur.

Chlamys flexuosa Poli

A été signalée par Dollfus et Cotter à Salir do Porto et à Nadadouro. Il s'agit d'une espèce qui apparaît dans le Pliocène de la Méditerranée et qui survit dans le Calabrien et dans le Sicilien d'Italie et de Grèce.

Vit actuellement dans la Méditerranée et dans l'Atlantique, sur les côtes du Portugal et de Madère, jusqu'à une profondeur de 200 m environ.

Un exemplaire de Nadadouro se rapproche de la variété *perlaevis* Sacco.

Chlamys pes-felis Linné

Cette espèce a été recueillie à Salir do Porto. Elle apparaît dans le Miocène de l'île de Santa Maria et se développe dans le Pliocène, spécialement en Méditerranée et au Maroc. Elle vit actuellement sur les fonds rocheux peu profonds et sur les fonds coralligènes de la Méditerranée occidentale et de l'Atlantique, sur les côtes d'Afrique, de Madère et des Canaries

Chlamys scabrella Lamarck. (Pl. X, fig. 5).

Nous figurons un exemplaire de cette espèce venant du gisement de Igreja de Carnide (Pombal). Il s'agit d'une espèce qui débute au Burdigalien, se développe dans le Pliocène méditerranéen et disparaît à la fin du Calabrien. Elle a été signalée dans le Miocène du Portugal.

Lima (Mantellum) inflata CHEMNITZ (Pl. X, fig. 18).

Un petit exemplaire de cette espèce a été recueilli à Nadadouro. Un autre a été cité dans la région de Pombal. *L. inflata* apparaît dans le Miocène méditerranéen. On la connaît dans l'Helvétien du Portugal et des Açores, dans le Pliocène d'Angleterre, du Portugal, du Maroc, et de Méditerranée. Elle a été citée dans le Quaternaire méditerranéen. Elle se trouve à l'état vivant dans la Méditerranée et dans l'Atlantique aux Canaries, au Portugal, au Cap Vert, en Afrique occidentale, en Floride, à Trindade, etc., à des profondeurs allant jusqu'à 50 m.

Lima lima LINNÉ

Cette forme classique a été trouvée à Nadadouro. Elle est connue dans tout le Miocène méditerranéen et atlantique, depuis l'Aquitanien. Au Pliocène sa distribution est très semblable à l'actuelle. On la connaît dans le Pliocène de l'Angleterre, du Portugal, du Maroc et du bassin méditerranéen.

De nos jours, elle vit à des profondeurs allant jusqu'à 200 m, depuis la Norvège jusqu'au Maroc, Madère, Canaries, Méditerranée, Antilles, Océan Indien, Japon, Polynésie, etc.

Anomia ephippium LINNÉ

Espèce très commune depuis l'Aquitanien jusqu'aux temps actuels. Est connue dans les gisements pliocènes de Monte Real, Marinha Grande, S. Pedro de Muel, Salir do Porto, Nadadouro, Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro), et S. Joanes (680 m SSW du signal de Amora).

Certains exemplaires, provenant de Salir do Porto et de Nadadouro, se rapportent aux variétés *ruguloso-striata* BRONN. et *orbiculata* BROCCHI.

La variété *ruguloso-striata* est surtout abondante dans le Plaisancien.

A. ephippium vit depuis la Norvège jusqu'à Madère, jusqu'en dessous de 1500 m de profondeur.

Ostrea lamellosa BROCCHI

Cette espèce bien connue a été citée par DOLLFUS et COTTER [1909] sous le nom de *Ostrea edulis* var. *sonora* dans les gisements pliocènes de Monte Real, S.ª da Victoria, Salir do Porto, Nadadouro, Negrelho et Águas Santas. Cependant nous voyons dans une publication récente de LECOINTRE et RANSON que la plupart des citations pliocènes de *O. edulis* doivent être rattachées à *O. lamellosa*. Très polymorphes ces deux espèces sont parfois difficiles à séparer.

Dans l'ensemble, *O. lamellosa* est plus allongée et *O. edulis* plus arrondie. L'impression musculaire, en forme de rein, est centrale chez les gros exemplaires larges. Dans les autres, elle est légèrement à gauche (dorsale) et se dresse légèrement vers la charnière.

Ostrea lamellosa est très répandue dans le Miocène et le Pliocène d'Afrique du Nord. Elle s'est propagée jusqu'en Arménie. Elle semble avoir vécu dans les eaux tièdes des régions coralliennes. *O. lamellosa* a disparu au Pliocène supérieur. Nous la connaissons dans l'Helvétien supérieur portugais.

Ostrea edulis LINNÉ

Cette Huitre a été citée par CUSTODIO DE MORAIS [1941] dans le Pliocène de Marinha Grande d'après une détermination du Prof. Cox. Il s'agit d'une forme surtout quaternaire.

Astarte fusca POLI (Pl. X, fig. 34, 35).

Elle a été citée par DOLLFUS et COTTER dans les gisements pliocènes de Nadadouro, Negrelho et Águas Santas. Il s'agit d'une espèce pliocène connue dans le Plaisancien et l'Astien d'Italie et d'Afrique du Nord. Elle vit actuellement en Méditerranée.

Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal.

Woodia (Digitaria) digitaria LINNÉ

Cette espèce n'a été signalée que dans les gisements de Nadadouro [DOLLFUS et COTTER, 1909] et de Marinha Grande [CUSTODIO DE MORAIS, 1941]. Elle apparaît dans le Miocène de l'Ouest et du Sud-Ouest de la France. Elle est connue dans le Pliocène d'Angleterre et de Belgique, ainsi que dans la Méditerranée occidentale. Elle vit encore sur les côtes d'Espagne et du Portugal, d'Italie et d'Afrique du Nord, toujours en petit nombre et à faible profondeur.

Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal.

Cardita calyculata LINNÉ

Elle a été citée dans les gisements de Nadadouro et de Águas Santas, où elle se présente comme une forme intermédiaire entre les variétés *obtusata* et *oblonga*, à côtes inégales, grosses et arrondies du côté antérieur, nombreuses et anguleuses, trifides sur le côté postérieur. Le bord palléal est un peu sinueux.

C. calyculata est connue dans le Miocène de Touraine, du Piémont et d'Autriche. On la connaît également en Afrique du Nord. Elle vit actuellement jusqu'à une profondeur de 200 m environ sur les côtes du Portugal, du Maroc, d'Afrique occidentale, des Açores, de Madère, des Canaries et dans tout le bassin méditerranéen.

Cardita (Coripia) scalaris SOWERBY

Elle a été figurée et décrite par DOLLFUS et COTTER dans les gisements pliocènes de Nadadouro, Negrelho et Águas Santas.

SACCO l'a signalée dans le Miocène et dans le Pliocène d'Italie, mais PANTANELLI a fait des réserves quant à sa présence dans le Miocène. Elle est surtout connue dans le Pliocène d'Angleterre, de Belgique et de Hollande. On l'a signalée également dans le Redonien du Cottentin. L'espèce n'atteint pas l'époque actuelle. Elle est surtout cantonnée dans le Pliocène inférieur.

Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal.

Venericardia antiquata LINNÉ

Il s'agit d'une forme qui débute au Pliocène et qui a pris tout son développement dans la Méditerranée actuelle et sur les côtes du Portugal.

Elle a été citée par DOLLFUS ET COTTER dans les gisements pliocènes de Nadadouro, Negrelho et Águas Santas. On la connaît à Cacela (niveau tortonien supérieur ou pliocène?). Elle est connue dans le Pliocène d'Afrique du Nord.

Venericardia matheroni MAYER

Elle est abondante dans les gisements de Pombal, Casal do Negrelho et Águas Santas. Nous l'avons signalée également à Arrentela (280 m S 60° E de Quinta de S. João) et à

Descida de Espaleque. Elle existe dans le Tortonien de Foz do Rego. Cette espèce est voisine de *Venericardia antiquata* mais elle est de taille plus grande, moins bombée et plus arrondie. Elle a été signalée dans l'Helvétien de Salles et dans le Pliocène de la vallée du Rhône. Mais cette espèce semble surtout caractéristique du Pliocène le plus inférieur de tradition miocénique.

Venericardia stratissima NYST. (MAYER)

Très abondante dans les gisements de Pombal, Monte Real, Nadadouro, Negrelho et Águas Santas. Elle est connue dans le Redonien de l'Ouest de la France et dans le Cottentin.

Dans le gisement de Casal do Negrelho la taille des échantillons, comme l'ont montré DOLLFUS et COTTER, est très médiocre et l'ornementation est fine. Il y a une prédominance d'exemplaires courts, très épais, qui pourraient constituer la variété *abbreviata*.

Coralliophaga glabrata BROCCHI

Cette espèce est exclusivement pliocène. Elle a été citée et figurée par DOLLFUS et COTTER dans le gisement de Praia da Vitória. On ne l'a pas encore trouvée dans les gisements pliocènes de la région de Caldas da Rainha ni dans ceux de la péninsule de Setúbal.

Lucina (Divaricella) divaricata LINNÉ

Nous avons signalé l'existence de cette coquille dans le Pliocène de la région de Pombal. *L. divaricata* apparaît dans le Miocène de Cacela et se développe dans le Pliocène marocain où l'on trouve des exemplaires de petite taille. Elle devient plus grande au Calabrien et vit encore de nos jours dans la Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis l'Angleterre jusqu'aux Canaries, depuis la zone à zostères jusqu'en dessous de 200 m.

La variété *rotundoparva* a été signalée par DOLLFUS et COTTER dans les gisements de Nadadouro et de Casal do Negrelho. Nous l'avons citée dans le gisement de Fonte da Telha, au Sud du Tage.

Lucina (Jagonia) decussata O. G. COSTA

Cette espèce a été citée par DOLLFUS et COTTER dans le Pliocène de Nadadouro. Peu commune au Miocène, elle se développe dans le Pliocène méditerranéen et dans celui du Portugal. Au Quaternaire, on la connaît dans la Méditerranée centrale. De nos jours, elle vit en Méditerranée occidentale et dans l'Atlantique, sur les côtes de France, du Portugal, des Canaries, de Madère, etc.

Kellyia sebetia COSTA

Cette espèce apparaît dans le Miocène de France et d'Autriche. Elle se développe dans le Pliocène méditerranéen (Italie, Vallée du Rhône). DOLLFUS et COTTER l'ont citée et figurée dans le gisement de Nadadouro.

Elle vit actuellement dans toute la Méditerranée et dans l'Océan sur les côtes d'Espagne, du Portugal et du Maroc.

Scacchia elliptica SCACCHI

Un exemplaire de cette espèce a été décrit par DOLLFUS et COTTER dans le Pliocène de Águas Santas. On la connaît dans les bassins du Nord et du Midi de l'Europe. Elle vit actuellement en Méditerranée occidentale.

Pseudopythina mac-andrewi FISCHER

Signalée par DOLLFUS et COTTER dans les gisements de Nadadouro et de Águas Santas. Cette espèce vit encore dans le golfe de Gascogne et sur les côtes du Portugal.

Chama gryphina LAMARCK

Cette espèce classique débute au Miocène moyen dans l'Ouest et le Sud-Ouest de la France, en Italie et en Autriche. Elle se propage au Plaisancien et à l'Astien dans la Méditerranée et dans l'Atlantique, en Angleterre et au Portugal, où elle a été signalée par DOLLFUS et COTTER dans le gisement de Águas Santas.

Elle vit actuellement dans la Méditerranée, aux Açores et à Madère à des profondeurs allant jusqu'à 150 m.

Chama gryphoides LINNÉ

Un seul exemplaire a été trouvé dans le Pliocène de Mina (S. Pedro de Muel) où il a été cité par COX [1936].

Cette espèce vit actuellement en Méditerranée. Elle est connue depuis la base du Miocène.

Cardium aculeatum LINNÉ

Cette espèce bien connue a été citée par DOLLFUS et COTTER dans les gisements de Monte Real et de Negrelho et par CUSTODIO DE MORAIS [1941] à Marinha Grande. Elle débute dans le Pliocène ancien par des variétés. Elle existe en Italie dans tout le Pliocène et dans le Quaternaire. Le type de l'espèce a été établi dans le Sicilien. Très abondante dans les couches à Strombes cette espèce semble avoir atteint son apogée de nos jours. Elle vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis la Manche jusqu'au Maroc. FORBES et HANLEY la considèrent comme une espèce spécialement lusitanienne. Elle vit à une profondeur médiocre sur les fonds de sable fin.

La variété *major* a été créée par DOLLFUS et COTTER pour des exemplaires de Monte Real qui sont plus robustes que tous les spécimens vivants.

Cardium paucicostatum SOW.

Divers fragments de cette espèce, dont quelques uns de grande taille, ont été cités par DOLLFUS et COTTER dans les gisements de Nadadouro, de Negrelho, Salir do Porto et Alfeite [1909]. A notre tour nous l'avons citée dans les gisements de S. Joanes (680 m SW du signal de Amora), Casal da Mansoa (Foros de Amora), Quinta da Barroca (Amora), Cruz de Pau (Seixal), Torre da Marinha, Casal do Vale dos Ossos (Paio Pires), Descida de Espaleque et Fonte da Telha.

Rare dans l'Helvétien (France, Suisse, Italie, Portugal), cette espèce est bien connue dans le Tortonien de Adiça, Mutela et Cacela (D. C. G. 1903-04). Elle se développe dans le Plaisancien et l'Astien de la Méditerranée. Elle vit actuellement dans l'Atlantique depuis la Bretagne jusqu'au Maroc et aux Canaries et dans la Méditerranée, sur les côtes sablonneuses jusqu'à une profondeur d'environ 75 m.

Cardium papillosum POLI

Un exemplaire de cette espèce a été cité dans le gisement de Águas Santas [DOLLFUS et COTTER, 1909]. *C. papillosum* est connu dans le Miocène de presque toute l'Europe.

On le trouve dans le Pliocène de France, d'Italie, d'Autriche, d'Algérie, etc. Il vit encore de nos jours en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis la Manche jusqu'au Sénégal. On l'a cité aux Açores (Faial) et à Madère. On le trouve jusqu'à 1500 m de profondeur.

Cardium (Ringicardium) hians Br. (Pl. X, fig. 33, 37)

Cette espèce débute au Miocène et se développe considérablement au Pliocène, pour survivre jusqu'aux temps actuels. Elle vit à des profondeurs supérieures à 30 m. Nous l'avons signalée [1943] à Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro) et S. Joanes (880 m SW du signal de Amora), ainsi que dans la région de Pombal [1951]. Dollfus et Cotter ont créé au Portugal (Helvétien, Tortonien, etc.) une variété *recta* que l'on rencontre dans tout le Pliocène marocain.

C'est probablement la forme atlantique de l'espèce type, qui est méditerranéenne.

Cardium (Ceratoderma) edule Linné.

Cette espèce bien connue apparait dans le Miocène et se développe dans le Pliocène et dans le Quaternaire. Nous l'avons signalée dans les gisements de S. Joanes (680 m SW du signal de Amora), Quinta da Barroca (Amora), Fonte da Telha, et Pinhal Novo (850 m NW du signal géodésique de Terrim, ainsi qu'au croisement des chemins à 2700 m WNW du village).

Vit actuellement dans l'Atlantique depuis l'Islande jusqu'au Sénégal, dans la Méditerranée, dans la Mer noire, dans la Caspienne et dans la mer d'Aral. On le trouve en abondance dans beaucoup de lagunes littorales.

Cardium (Trachycardium) multicostatum Br. (Pl. X, fig. 1, 13).

Cette forme classique est assez abondante dans les gisements de la région de Pombal Vale Farpado et Igreja de Carnide). Elle est connue depuis l'Aquitanien. Mais se développe surtout dans le Tortonien et dans le Pliocène après lequel elle s'etteint. C'est plutot une forme méditerranéenne. Elle est bien connue notamment en Italie.

Cardium (Laevicardium) norvegicum Spengler (Pl. X, fig. 31).

Cette espèce est connue depuis le Tortonien (Adiça, Mutela, Cacela) jusqu'au Quaternaire. Nous avons signalé sa présence dans le Pliocène de la région de Pombal et dans celle de Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro). Elle vit actuellement dans la Méditerranée et dans l'Atlantique depuis l'Angleterre jusqu'au Sénégal et au Cap Vert.

Dosinia exoleta Linné

Cette espèce est bien connue dans le Tortonien de Cacela, ainsi que dans le Pliocène de la région de Pombal, de Monte Real, de Marinha Grande, Nadadouro, Negrelho et Águas Santas.

Dollfus et Cotter [1909] ont signalé, en outre, la présence dans les gisements de Negrelho et de Águas Santas d'une forme déprimée, avec ornementation fine, qui correspond à la variété *complanata* Agassiz. Par leur taille, certains exemplaires appartiennent à la variété *major* B. D. D.

D. exoleta apparaît dans le Miocène de presque toute l'Europe. Elle passe au Pliocène. On la connaît, en effet, dans l'Astien d'Italie, dans le Plaisancien et l'Astien d'Angleterre, d'Algérie, de Grèce, etc.

Nous l'avons signalée au Sud du Tage [1943] auprès d'Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro).

Elle vit actuellement dans l'Atlantique depuis les îles Shetland jusqu'au Sénégal et dans toute la Méditerranée. C'est une forme franchement littorale.

Venus (Clausinella) fasciata Da Costa

Cette espèce a été décrite et figurée par Dollfus et Cotter dans les gisements de Águas Santas et de Nadadouro [1909]. Elle correspond dans ces gisements à deux variétés distinctes. Certains exemplaires se rapportent à la variété *rudis* B. D. D., forme un peu trigone et élevée, chez laquelle les lamelles sont soudées en séries irrégulières et donnant des bourrelets concentriques inégaux.

Les autres appartiennent à la variété *sulcata* D. & C., nettement transverse avec ornementation de côtes subrégulières, subégales, arrondies, applaties, se relevant légèrement en lamelles du côté postérieur. Les crénelures du bord palléal sont très inégalement visibles.

Venus fasciata est une forme bien développée dans le Pliocène du Nord et du Midi de l'Europe. Elle vit actuellement depuis les côtes de la Norvège jusqu'à Madère et dans la plus grande partie de la Méditerranée. Ses variétés ne caractérisent pas des subdivisions précises dans le Pliocène. Nous avons signalé la présence de cette espèce dans la région de Pombal [1931]. Custodio de Morais [1941] l'a citée à Marinha Grande.

Venus (Clausinella) foliaceo-lamellosa Schroeter in Chemnitz

Cette espèce a été citée dans le gisement de Monte Real [Dollfus & Cotter, 1909] sous le nom de *Venus plicata* Gmell. Nous avons signalé sa présence dans le Pliocène de la région de Pombal [1951] ainsi que dans les gisements de Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro), S. Joanes (680 m SSW du signal de Amora) et Fonte da Telha [1943].

Selon Lecointre et Ranson [1952] la priorité de nom appartient à Chemnitz [1788].

C'est donc le nom proposé par ce dernier qui doit être appliqué.

Cette espèce est connue à l'état fossile dans tout le Miocène à partir de l'Aquitanien (Aquitaine, Portugal, Catalogne, Suisse, Autriche, Pologne, etc.). Au Pliocène on la connait en Espagne, dans le Sud de la France, en Italie, etc. On ne la connaît pas dans le Nord de l'Europe. Elle vit actuellement sur les côtes de l'Atlantique depuis le Maroc jusqu'au Congo.

Venus (Timoclea) ovata Pennant

Cette forme a été signalée dans le gisement de Águas Santas [Dollfus et Cotter, 1909]. Nous l'avons citée à notre tour dans le Pliocène de la région de Pombal [1951]. Elle est connue dans le Tortonien de Cacela. Il s'agit d'une espèce commune dans le Miocène. On la connaît au Pliocène dans toute la Méditerranée et dans l'Atlantique depuis l'Angleterre jusqu'au Maroc.

Elle vit à l'heure actuelle dans l'Atlantique depuis les îles Shetland jusqu'aux Canaries, aux Açores et au Cap Vert. Elle est bien connue dans toute la Méditerranée.

Elle vit à une profondeur allant jusqu'en dessous de 2000 m.

Venus (Ventricola) excentrica Ag.

Cette forme a été citée par Custodio de Morais [1941] dans le Pliocène de Marinha Grande. Il s'agit d'une espèce connue dans le Miocène d'Aquitaine et qui ne dépasse pas le Pliocène ancien.

Venus (ventricola) verrucosa LINNÉ var. *tumida* D. & C.

Cette variété a été créée par DOLLFUS et COTTER [1909] pour certains exemplaires provenant de Salir do Porto, Nadadouro, Negrelho et Águas Santas.

Nous avons en outre signalé sa présence dans le Pliocène de la région de Pombal [1951] et Cox l'a citée auprès de S. Pedro de Muel [1936].

Rare dans le Miocène (Tortonien de Cacela), *V. verrucosa* se développe beaucoup dans le Plaisancien et l'Astien. Pendant le Quaternaire elle vivait dans la Méditerranée et à Madère. Elle vit actuellement sur les littoraux sablo-vaseux de l'Atlantique, depuis l'Angleterre jusqu'aux Canaries, Madère, Cap Vert et Cap de Bonne Espérance.

Meretrix chione LINNÉ (Pl. X, fig. 30).

Espèce classique, a été signalée et décrite par DOLLFUS et COTTER [1909] dans les gisements de Águas Santas, Negrelho et Nadadouro.

CUSTODIO DE MORAIS [1941] l'a signalée auprès de Marinha Grande. Nous avons cité sa présence dans la région de Pombal [1951] ainsi qu'au Sud du Tage à 800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro (Alfeite). Elle est connue dans le Tortonien de Cacela. Elle vit actuellement sur les plages sablonneuses de la Méditerranée et de l'Océan, depuis l'Angleterre jusqu'à Madère, Canaries et Açores.

Tapes (Callistotapes) vetula BASTÉROT

Cette espèce classique a été citée par DOLLFUS et COTTER [1909] dans les gisements de Negrelho et de Águas Santas. Nous l'avons signalée dans la région de Pombal [1951], ainsi qu'à Alfeite (5800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro) et Amora (à 600 m SSW du signal géodésique).

DOLLFUS et COTTER ont rapproché certains exemplaires de Casal do Negrelho, de la variété *plioglabroides* SACCO.

Tapes vetula est connue depuis l'Aquitanien jusqu'au Plaisancien. Le sous genre *Callistotapes* a un caractère plutôt méridional.

Petricola lithophaga RETZIUS

Cette forme a été citée par DOLLFUS et COTTER dans le seul gisement de S.ª da Vitória [1909]. Elle est connue dans le Miocène du Bassin de la Loire, Aquitaine, Suisse, Italie et Autriche. Au Pliocène on la connaît dans le Sud de la France, en Italie, en Catalogne et en Grèce.

Dans les mers actuelles elle vit en Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis l'Angleterre jusqu'au Maroc et au Sénégal.

Mactra corallina LINNÉ

Elle est connue dans les gisements de Nadadouro et d'Águas Santas [DOLLFUS et COTTER, 1909]. Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal [1951]. Elle est rare dans le Miocène et plus abondante dans le Pliocène. Elle vit actuellement sur les côtes sablonneuses de Méditerranée et de l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'aux Canaries.

Mactra (Spisula) solida LINNÉ

Il s'agit d'une forme bien connue dans le Pliocène et le Quaternaire. Elle a été citée par DOLLFUS et COTTER dans les gisements de Monte Real, Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas [1909].

Plusieurs exemplaires d'Águas Santas se rapprochent de la variété *elliptica* Brown. D'autres venant de Nadadouro et de Negrelho, se rapportent à la variété *ovalis* Sow & Wood.

Mactra solida semble apparaître dans le Pliocène de Belgique, de France et d'Angleterre. Elle vit encore sur les côtes de l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'au Portugal.

Mactra (Spisula) subtruncata Da Costa, var. *triangula* Rennier.

Coquille extrêmement commune, apparaissant dans le Miocène du Nord et du Sud de l'Europe. Elle est connue dans le Pliocène de Belgique, d'Angleterre, de France et du bassin Méditerranéen. Dollfus et Cotter l'on signalée et figurée des gisements de Negrelho et de Águas Santas [1909]. Nous l'avons citée dans le Pliocène de la région de Pombal [1951] et dans celui d'Alfeite, Pinhal Novo et Fonte da Telha [1943]. Elle est connue dans le Tortonien de Adiça et de Cacela.

Elle vit de nos jours dans la Mer Baltique, dans l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'au Maroc, dans la Méditerranée et dans la Mer Noire.

Mactra subtruncata a été citée dans le Pliocène de Marinha Grande [Custodio de Morais, 1941].

Lutraria lutraria Linné

Forme classique connue dans les gisements pliocènes de Monte Real, de Nadadouro et de Casal do Negrelho [Dollfus et Cotter, 1909].

Nous l'avons citée dans les gisements pliocènes de Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro), Amora (150 m SW de Quinta da Barroca, Casal da Mansoa et Cruz de Pau), S. Joanes (650 m SW du signal de Amora), Casal do Vale dos Ossos (Paio Pires), Descida de Espaleque et Fonte da Telha [1943].

var. *angustior* Philippi

Deux exemplaires figurés de C. do Negrelho, se rattachent à cette variété connue dans le Tortonien de Adiça, que nous avons également citée dans le Pliocène de Alfeite [1943].

var. *minor*

Un des exemplaires cassés de Nadadouro a été rapporté par D. et C. à cette variété.

Lutraria lutraria est connue dans tous les bassins miocènes européens. On l'a citée en Asie et en Afrique. Au Pliocène son extension est encore plus grande. Elle vit actuellement à faible profondeur dans l'Atlantique, depuis les côtes de Norvège jusqu'au Sénégal. On la trouve dans la Méditerranée. Elle existerait, selon Sowerby, en Afrique australe.

Eastonia rugosa Chemnitz

Cette espèce, bien connue, existe dans l'Helvétien et le Tortonien du Portugal. Elle a été citée et figurée par Dollfus et Cotter dans les gisements de Monte Real et de Nadadouro [1909]. Un exemplaire de Nadadouro se rapproche de la variété *major*. L'exemplaire figuré par Dollfus et Cotter, pl. I, fig. 16-17, se rapporterait d'après ces auteurs à *E. sacyi* Cossm. et Peyrot qui, selon eux, ne serait qu'une variété. *Eastonia rugosa* débute dans le Miocène moyen. Elle est connue dans le Plaisancien et l'Astien d'Italie. Elle vit actuellement sur les côtes de l'Atlantique, du Portugal au Cap Vert, ainsi que dans la Méditerranée occidentale.

Donax limai Dollfus et Cotter

Cette espèce a été créée et décrite par Dollfus et Berkeley Cotter [1909] sur les exemplaires venant du Pliocène de Monte Real.

Donax cf. *rugosus* Linné

Un fragment roulé d'un grand *Donax* a été rapproché de cette espèce. Il vient de Monte Real [Dollfus et Cotter, 1909].

Dans leur mémoire, p. 28, ces auteurs l'on appelé avec doute *Donax elongatus* Lamarck. Mais plus loin, dans la légende de la planche III, fig. 11-12, ils l'ont appelé *D. rugosus* Linné ? nom plus ancien s'appliquant à la même forme. La rectification a été faite en fin de travail dans les Addenda et Corrigenda, p. 92.

Donax trunculus Linné var. *comutata* D. & C.

Un exemplaire venant du gisement de Águas Santas a été considéré par Dollfus et Cotter [1909] comme variété. Il s'éloigne du type de l'espèce par l'absence d'un mouvement ondulé du bord ventral, par un côté antérieur relativement court, par l'absence d'insertions ligamentaires sur la charnière, etc. Cette variété s'écarte de *Donax venustus* par l'absence de cannelures ou d'entailles du côté ligamentaire.

On connaît *Donax trunculus* dans le Pliocène d'Italie, Espagne et Midi de la France. Actuellement il vit sur les plages sablonneuses de l'Atlantique depuis l'Angleterre jusqu'au Maroc, Madère, Canaries, Méditerranée et Mer Noire.

Nous avons signalé sa présence dans le Pliocène de Alfeite, 500 m Sud du signal de S. Simão [1943]. L'espèce type existerait à Marinha Grande [Custodio de Morais, 1941].

Donax variegatus (Gmell) (Pl. X, fig. 2, 4)

Cette espèce a été trouvée dans le gisement de Igreja de Carnide (Pombal). On connaît *D. variegatus* dans le Pliocène d'Angleterre, de Belgique, d'Italie et des Alpes Maritimes. Il vit encore sur le littoral du Sud du Portugal. Sacco [1901] le met en synonymie avec *Capsella polita* (Poli).

Donax venustus Poli?

Un mauvais échantillon paraît appartenir à cette espèce. Il a été signalé par Dollfus et Cotter dans le gisement de Águas Santas [1909].

Psammobia faroensis Chemn. (Pl. X, fig. 3).

Cette espèce est représentée dans le gisement de Igreja de Carnide. Elle n'a pas été trouvée jusqu'ici dans la région de Caldas da Rainha. Elle est connue depuis l'Helvétien jusqu'aux temps actuels. Elle a été signalée dans le Miocène portugais. Elle vit actuellement en Méditerranée et dans l'Océan Atlantique depuis la Norvège et l'Islande, jusqu'aux Açores et en Guinée.

Psammobia vespertina Chemnitz

Un exemplaire de cette espèce a été cité et figuré par Dollfus et Cotter dans le gisement de Nadadouro [1909]. *Psammobia vespertina* est connue dans le Plaisancien et

l'Astien d'Italie. Elle est également connue dans le Pliocène d'Angleterre. Cette espèce vit de nos jours à faible profondeur dans la Méditerranée et dans l'Atlantique sur les côtes de Norvège, Angleterre, France, Portugal et Maroc. On la connaît dans toute la Méditerranée. Elle a été citée par SOWERBY au Cap de Bonne Espérance.

Abra alba WOOD var. *apesa* DE GREGORIO

Deux exemplaires de cette variété ont été cités par DOLLFUS et COTTER [1909] dans le gisement de Nadadouro. L'espèce débute dans le Miocène de France et d'Autriche. Au Pliocène elle est connue en Angleterre, Belgique, France, Andalousie, Catalogne, Italie et Méditerranée orientale.

De nos jours elle vit sur les côtes sablo-vaseuses de l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'au Maroc. Elle existe également en Méditerranée où l'on trouve surtout la forme *apesa*.

Tellina (Arcopagia) crassa PENNANT

Cette espèce est connue dans le Pliocène de la région de Pombal. La variété *plioitalica* existerait à Nadadouro. *T. crassa* apparaît dans le Miocène de tous les bassins de l'Europe occidentale. On la connaît dans le Pliocène depuis l'Angleterre jusqu'en Méditerranée. De nos jours elle vit dans l'Atlantique depuis l'Ecosse jusqu'au Maroc, à des profondeurs allant jusqu'à 50 m.

Tellina (Arcopagia) cfr. *sedgwicki* MICHELOTTI

Un fragment de coquille provenant du Pliocène de Monte Real semble se rapporter à cette espèce.

Tellina (Arcopagia ventricosa M. DE SERRES

Elle a été citée par DOLLFUS ET COTTER [1909] dans les gisements de Monte Real, Nadadouro et Águas Santas, par CUSTODIO DE MORAIS à Marinha Grande [1941] et par nous même dans le Pliocène de la région de Pombal [1951] ainsi que dans celle de Alfeite (800 m N 60° W de Quinta de Santo Amaro) et S. Joanes, à 680 m SSW du signal de Amora [ZBYSZEWSKI, 1943]. Elle était déjà connue dans le Tortonien de Adiça, Odivelas, Cacela, etc. A l'étranger on la connaît depuis de Miocène jusqu'au Calabrien inclu. Elle manque dans le Nord de l'Europe.

Tellina (Capsa) lacunosa CHEMN. var. *bronni* DE GREGORIO

On la connaît dans les gisements de Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro) et Cruz de Pau [ZBYSZEWSKI, 1943]. Cette forme apparaît dans le Miocène inférieur du Portugal et survit jusqu'au Quaternaire. Elle vit actuellement sur les côtes du Maroc, du Sénégal et des îles atlantiques.

Tellina (Macoma) elliptica BROCCHI var. *major* D. C. G.

Cette variété a été créée par DOLLFUS, COTTER et GOMES [1903-04] sur des échantillons de Adiça, Mutela et Cacela qui peuvent atteindre 41 mm de long sur 25 mm de large et par conséquent sont plus grands que le type de BROCCHI. Elle a été citée dans le gisement pliocène de Negrelho [DOLLFUS et COTTER, 1909].

La variété *pomella* De Gregorio semble exister dans le gisement de Nadadouro. Mais on peut y observer en outre des passages insensibles d'une de ces formes à l'autre.

La variété *pomella* est plus élevée et plus ovale (30 mm sur 22 mm). Elle est surtout astienne. *Tellina elliptica*, rare dans le Miocène de France, du Portugal, de Suisse et d'Italie, est abondante dans le Plaisancien. Elle se poursuit dans l'Astien de Belgique, Italie et Algérie.

Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal [1951]. Elle vit actuellement dans la Méditerranée.

Tellina (Peronaea) nitida Poli

Signalée dans les gisements pliocènes de Nadadouro et de Negrelho [Dollfus et Cotter, 1909], *T. nitida* apparaît dès l'Helvétien en Aquitaine. On la connaît dans le Pliocène d'Italie et d'Espagne (Plaisancien et Astien). Elle vit actuellement en Méditerranée.

Dans le gisement de Casal do Negrelho, Dollfus et Cotter ont cité la variété *minor* D. & C. et dans celui de Nadadouro la variété *bipartita*.

Gastrana fragilis Linné

Cette espèce bien connue a été signalée dans les gisements pliocènes de Marinha Grande, S.ª da Victoria, Salir do Porto, Nadadouro et Casal do Negrelho.

La variété *perabbreviata* Sacco existerait à S.ª da Victoria où elle ne serait représentée pour l'instant que par un spécimen déformé [Dollfus et Cotter, 1909].

Gastrana fragilis est citée dans le Miocène de presque toute l'Europe y inclu celui de Portugal.

Elle est connue dans le Plaisancien et l'Astien. Elle vit actuellement sur les côtes vaseuses de l'Atlantique depuis la Suède jusqu'au Maroc et en Méditerranée, Mer Noire, Caspienne, etc.

Gastrana laminosa Sowerby

Elle a été citée et figurée dans le gisement de Águas Santas [Dollfus et Cotter, 1909]. Il s'agit d'une forme qui apparaît au Miocène et qui s'éteint au Quaternaire, sans atteindre l'époque actuelle. Au Pliocène elle est surtout connue en Angleterre et en Belgique.

Ensis siliqua Linné

Deux exemplaires de cette espèce ont été cités et figurés par Dollfus et Cotter dans les gisements de Monte Real et de Nadadouro [1909].

Nous avons cité *E. siliqua* dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide et de Vale da Bouchada, dans la région de Pombal [1951].

E. siliqua semble venir du Miocène. Il est connu dans le Pliocène du Roussillon et d'Italie. On le connaît aussi dans les Crags supérieurs d'Irlande, d'Angleterre et de Belgique. C'est une espèce des mers froides qui vit de nos jours dans l'Atlantique depuis les côtes de Norvège jusqu'à Gibraltar et en Méditerranée.

Pharus legumen Linné

Cette espèce classique a été citée et figurée par Dollfus et Cotter [1909] dans les gisements pliocènes de Salir do Porto, Nadadouro, Negrelho et Águas Santas. Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la région de Pombal, Vale da Bouchada, Igreja de Carnide [1951] et dans celui de la péninsule de Setúbal: Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro), Seixal (200 m N 18° W de Cruz de Pau) et Fonte da Telha [1943].

Il existe dans le Miocène une forme ancestrale de taille plus petite: *Pharus saucatsensis* DESMOULINS. *Pharus legumen* est répandu dans le Plaisancien et l'Astien d'Italie, des Alpes maritimes, de Catalogne, etc.

Il vit actuellement dans l'Atlantique depuis les côtes méridionales sableuses d'Angleterre jusqu'à celles du Maroc et dans toute la Méditerranée.

Panopea glycymeris BORN

Forme classique citée et figurée par DOLLFUS et COTTER dans les gisements de Monte Real, Águas Santas et Casal do Negrelho [1909]. Nous l'avons citée dans le Pliocène de la région de Pombal [1951], et dans celui de la péninsule de Setúbal [1943], gisements de Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro), Amora (S. Joanes, à 680 m SW du signal géodésique de Amora), Casal da Mansoa (Foros de Amora), Quinta da Barroca (Amora), Cruz de Pau (Seixal) et Fonte da Telha.

Cette espèce est connue dans le Pliocène et dans le Quaternaire. Elle survit de nos jours en Méditerranée occidentale et dans l'Atlantique sur les côtes du Portugal et du Maroc.

? *Saxicava anatina* BASTÉROT

Elle serait connue dans le gisement de S.ª da Vitória où elle a été citée par DOLLFUS et COTTER [1909]. Cette espèce a vécu depuis l'Aquitanien (Aquitaine) jusqu'au Pliocène (Italie, Sud de la France, Portugal). Elle semble avoir disparu après ce dernier.

Corbulomya mediterranea COSTA

Il s'agit d'une espèce connue dans le Pliocène d'Italie et qui vit encore en Méditerranée. Un seul exemplaire est connu jusqu'à présent dans le Pliocène de Águas Santas. Sa taille est un peu plus grande que celle du type.

Gastrochaena sp.

Un fragment de tube syphonal assez fort, vient de S.ª da Vitória. Il est indéterminable spécifiquement.

Pholas (Barnea) parva MONTAGU

Un exemplaire provenant de S.ª da Vitória a été décrit et figuré par DOLLFUS et COTTER [1909]. *Pholas parva* est une espèce du Pliocène du Nord. Elle descend cependant jusqu'aux abords de la Méditerranée. Elle vit actuellement dans l'Atlantique depuis les côtes d'Angleterre jusqu'à celles du Maroc.

Thracia pubescens PULTENEY

Forme classique connue depuis le Miocène inférieur jusqu'au Pliocène, dans presque tous les bassins néogènes d'Europe. Au Portugal elle a été signalée seulement dans les gisements pliocènes de la péninsule de Setúbal [ZBYSZEWSKI, 1943] où on la connaît à Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro), Quinta da Barroca et S. Joanes (à 680 m SW du signal de Amora).

SCAPHOPODES

Dentalium sexangulum SCHROETER

Nous avons signalé [1951] la présence de cette espèce dans le Pliocène de Vale de Cabras (Région de Pombal). Elle existe également à Águas Santas (Région de Caldas da Rainha). A l'étranger elle est connue depuis le Tortonien jusqu'au Calabrien.

Dentalium (Antale) badense PARTSCH (Pl. X, fig. 28).

Cette espèce est connue dans les gisements de Águas Santas et de Casal do Negrelho. *Dentalium badense* est connu à l'état fossile depuis l'Oligocène jusqu'à l'Astien. Mais, selon SACCO, il serait plus fréquent dans le Miocène.

Dentalium (Antale) badense PARTSCH var. *pliocenica* SACCO (Pl. X, fig. 10, 11, 12, 26).

D'assez nombreux dentales provenant du Pliocène de Águas Santas se rapportent à cette variété.

Dentalium (Antale) fossile SCHROETER

Il s'agit d'une forme banale connue depuis le Tortonien jusqu'à l'Astien. Elle a été recueillie dans le gisement de Vale de Cabras (Région de Pombal).

Dentalium sp.

Un certain nombre de moules de Dentales indéterminables spécifiquement, viennent du gisement de Fonte da Telha dans la péninsule de Setúbal.

GASTROPODES

Emarginula reticulata SOWERBY (Pl. X, fig. 7, 8).

Cette espèce n'a été trouvée au Portugal que dans le seul gisement de Nadadouro. La hauteur de cette coquille, ainsi que la courbure de son sommet varient beaucoup, même sur des spécimens récents provenant d'une seule région. A plus forte raison les variations peuvent être grandes sur des spécimens fossiles.

E. reticulata est connue depuis le Miocène (Burdigalien) jusqu'aux temps actuels (Bassin de la Loire, Grande Bretagne, Belgique, etc.).

Elle a été citée dans l'Astien d'Italie [SACCO, 1890-1904] sous le nom de *E. fissura* DUJ. Elle est cantonnée surtout dans les mers du Nord de l'Europe.

Fissurella graeca LINNÉ (Pl. X, fig. 6)

Elle a été trouvée dans le Pliocène de Nadadouro. Il s'agit d'une espèce très polymorphe. On en connaît de nombreuses variétés.

Des formes et des variétés très voisines de *F. graeca* typique ont été signalées dans le Miocène du Bassin de la Loire, de l'Aquitaine, d'Italie et d'Autriche. On la connaît dans le Pliocène d'Angleterre, de Belgique, des Alpes maritimes, d'Italie, etc. On l'a signalée dans le Quaternaire de Sicile et de Rhodes.

Elle vit fixée sur les rochers en Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis l'Angleterre jusqu'à Gibraltar.

Fissurella italica Defrance (Pl. X, fig. 25)

On connaît de cette espèce trois exemplaires provenant de Vale de Cabras (Pombal) et un fragment venant du gisement de Nadadouro.

Il s'agit d'une forme extrêmement variable connue dans le Miocène de Belgique, du Bassin de la Loire, de l'Aquitaine, du Bassin du Rhône, de Suisse, d'Italie et d'Autriche. Au Pliocène, on la connaît en Méditerranée et dans l'Atlantique (Angleterre, Belgique, etc.). Elle vit actuellement en Méditerranée.

Calyptraea chinensis Linné (Pl. X, fig. 20, 24).

C'est une forme sans intérêt stratigraphique, connue depuis l'Helvétien jusqu'aux temps actuels. Nous l'avons signalée dans le Pliocène de la péninsule de Setúbal, notamment dans les gisements de Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro), Amora (300 m N 18° W de Cruz de Pau) et Fonte da Telha [1943].

Elle est également présente dans les gisements pliocènes de Pombal (Igreja de Carnide, Vale de Cabras), de S. Pedro de Muel (Mina), de Marinha Grande et dans ceux de la région de Caldas da Rainha (Águas Santas et Casal do Negrelho).

Un certain nombre d'exemplaires se rapportent aux variétés: *muricata* Brocchi (Pl. X, fig. 15) du Pliocène italien et *squamulata* Rennieri (Igreja de Carnide, Águas Santas, Casal do Negrelho). La variété *conica* Wood paraît être, elle aussi, représentée.

Calyptraea chinensis vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis l'Angleterre juqu'au golfe de Guinée.

Crepidula (Janacus) crepidula Linné (Pl. X, fig. 9, 17)

Cette forme classique a été recueillie dans le Pliocène de Mina, près de S. Pedro de Muel [Cox, 1936], de Marinha Grande [Custodio de Morais, 1941], de Águas Santas et de Casal do Negrelho.

On la connaît, dès le Miocène inférieur, dans une grande partie de l'Europe (Ouest et Sud-Ouest de la France, Italie, Autriche, Allemagne du Nord).

Au Pliocène elle est localisée en Méditerranée (Plaisancien, Astien) où elle vit encore de nos jours.

Capulus hungaricus Linné (Pl. X, fig. 22, 23)

Recueillie dans le Pliocène du gisement de Mina (Ponte Nova) au Nord de S. Pedro de Muel, de Marinha Grande et de Nadadouro, cette espèce est connue depuis l'Helvétien jusqu'aux temps actuels. Elle a comme habitat [B. D. D.] les zones littorales coralligènes et les zones abyssales de la Méditerranée et de l'Atlantique depuis la Norvège jusqu'à Gibraltar. Vit généralement sur les coquilles.

Natica millepunctata (Lam.) (Pl. X, fig. 14, 19)

Cette forme classique est connue depuis le Miocène inférieur jusqu'aux temps actuels. Nous l'avons signalée [1943] dans le Pliocène de la région d'Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro) et dans celui de la région de Pombal (Igreja de Carnide). Elle existe aussi dans celui de la région de Caldas da Rainha (Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas).

Cette espèce vit actuellement dans la Méditerranée et dans l'Océan Atlantique (Canaries, etc.), dans la zone des laminaires.

Natica (Naticina) catena Da Costa

Elle est connue au Portugal dans le Tortonien de Cacela (D. C. G. 1903-04], dans le Pliocène de la région de Pombal (Igreja de Carnide) et dans celui de la région de Caldas da Rainha (Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas). Elle existe dans le Pliocène du Nord de l'Europe et dans le Quaternaire ancien.

Elle vit actuellement dans la Méditerranée et dans l'Océan Atlantique depuis la Norvège jusqu'à Gibraltar.

Natica (Neverita) josephinia Risso

Cette forme est citée par divers auteurs dans le Miocène, le Pliocène et le Quaternaire. Selon Cossmann et Peyrot le nom de *josephinia* doit s'appliquer à la forme actuelle très déprimée qui vit en Méditerranée. La forme moins déprimée correspond à *N. Olla*, connue dans l'Helvétien et qui culmine au Pliocène.

Natica josephinia a été citée dans le Pliocène de la région du Pinhal de Leiria (gisements de Mina, au N. de S. Pedro de Muel, et de Marinha Grande) où elle a été signalée par Cox [1936] et par Custodio de Morais [1941].

Nous l'avons citée [1943] dans le Pliocène de la péninsule de Setúbal: gisements de Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro), Paio Pires (tranchée de la route à 450 m W de Paio Pires et 200 m N 6° W du Casal do Vale dos Ossos) et Fonte da Telha.

Natica (Neverita) olla M. de Serres

Un certain nombre d'exemplaires de *Natica* se rapportent à cette espèce. Ils ont été recueillis dans le Pliocène de Pombal (Igreja de Carnide) et dans celui de la région de Caldas da Rainha (Casal do Negrelho et Águas Santas).

Selon D. C. G. [1903-04] *Natica olla* existerait au Portugal, depuis le Burdigalien (variété *pliospiralata* Sacco). Elle vit encore dans les mers actuelles.

Selon Cossmann et Peyrot il y aurait lieu de séparer *Natica olla* M. de Serres et *N. josephinia* Risso.

Natica olla se distinguerait de *N. josephinia* par un galbe moins déprimé par une spire un peu plus saillante, une protoconque formant un petit bouton embryonnaire, des tours légèrement plus convexes, un labre incliné à 45° se raccordant de la même manière avec la suture. La columelle, absolument différente, à peine rectiligne au milieu, arquée sur presque toute sa longueur, sa raccorde en avant par un arc de cercle et en arrière par une courbe rapide.

Selon Cossmann et Peyrot l'exemplaire reproduit par D. C. G., pl. XXXV, fig. 2, sous le nom de *N. josephinia* serait en réalité *N. olla*.

Pour Chavan [1940] il y aurait à Cacela deux formes distinctes:

a) Une plus globuleuse à spires élevées identiques à *N. pliospiralata* Sacco. Chavan remarque à ce propos qu'il n'y a pas de différences entre *N. pliospiralata* Sacco et *N. subglaucinoides* d'Orb. Il s'agirait d'une seule et même espèce qui, par priorité, doit s'appeler *N. subglaucinoides* d'Orb. existant dans tout le Miocène et même le Pliocène (Italie).

b) Cette coquille *subglaucinoides* ne serait d'après Chavan qu'une forte variété de *N. olla* bien représentée à Cacela.

La coexistance remarquable de *N. olla* et de *N. subglaucinoides* pourrait signifier un simple dimorphisme sexuel.

La forme typique de *N. olla*, selon CHAVAN, est du Plaisancien de Millas.

Le nom de *josephinia* maintenu comme celui d'une espèce distincte devrait s'appliquer aux formes récentes. Cependant l'auteur reconnait que la coupure est difficile. *Natica olla*, forme type, est fréquente à Cacela, ainsi que *N. olla* var. *subglaucinoides*.

D. MONGIN [1952] reconnait la difficulté de séparer *N. olla* de *N. josephinia*. Ces deux formes feraient partie de la même espèce. Par contre selon le même auteur *N. subglaucinoides* ne serait pas une simple variété, mais bien une espèce distincte, qui aurait vécu depuis l'Aquitanien jusqu'au Pliocène.

N. olla est connue au Portugal dans le Burdigalien (Forno do Tijolo), l'Helvétien (Xabregas et Margueira) et dans le Tortonien (Cacela).

La variété *subglaucinoides* D'ORB. a été recueillie (2 ex.) dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide et de Águas Santas.

Sinum striatum M. DE SERRES (Pl. X, fig. 16)

Cette espèce classique apparaît dans le Miocène et va en s'applatissant progressivement jusqu'au Pliocène. A Cacela c'est la forme typique de Salles [C. et P.] et d'Italie [SACCO]. *S. striatum* a été recueilli dans les gisements pliocènes suivants: Igreja de Carnide, Casal do Negrelho et 800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro (Alfeite). On l'a également trouvé dans un sondage à Olho Marinho.

Plusieurs exemplaires venant de divers gisements, paraissent se rapporter à la variété *elatogigantea* SACCO.

Clanculus moelensis COX

Il s'agit d'une espèce créée par COX sur plusieurs exemplaires recueillis dans le gisement de Mina (S. Pedro de Muel) et qui ressemblent à *Clanculus (Clanculopsis) araonis* BASTÉROT.

Turritella af. tricarinata BROCCHI

Nous avons signalé [1943] un mauvais exemplaire de cette espèce dans les gisements de Amora (150 m SW de Quinta da Barroca et 300 m N 18 W de Cruz de Pau). Cette forme est connue à l'étranger depuis l'Helvétien jusqu'à l'Astien.

Turritella (Zaria) subangulata BROCCHI

COX a cité cette espèce dans le Pliocène de S. Pedro de Muel [1936]. Nous l'avons signalée dans la région de Pombal (Igreja de Carnide et Vale Farpado). Elle est assez abondante dans les gisements de Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas. Certains exemplaires se rapprochent de la variété *laevirotunda* SACCO. D'autres, provenant du gisement de Igreja de Carnide se rapprochent de la variété *depressocarinata* SACCO.

T. subangulata apparaît dans l'Helvétien (Aquitaine, Piémont, etc.) et traverse le Tortonien et tout le Pliocène pour s'éteindre dans le Calabrien.

Turritella (Haustator) cf. *triplicata* BROCCHI

Nous avions classé en 1943 comme tels, un certain nombre d'exemplaires du Pliocène de Alfeite (800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro). Cependant cette détermination n'est pas absolument certaine en raison du mauvais état des pièces.

Un examen récent des échantillons permet de penser que certains pourraient être des extrémités de *T. vermicularis*. D'autres exemplaires viennent du gisement de S. Joanes à 680 m SSW du signal géodésique de Amora (Seixal).

T. triplicata vit actuellement dans la zone des laminaires et des coralligènes en Méditerranée et dans l'Atlantique (Espagne, Canaries, etc.).

A l'état fossile elle est connue dans le Miocène de Suisse, d'Allemagne du Nord-Ouest et du Sud-Ouest de la France, ainsi que dans le Pliocène méditerranéen.

Turritella (Haustator) vermicularis Brocchi (Pl. XI, fig. 77).

Il existe dans les collections du Service Géologique un assez grand nombre d'exemplaires qui portent une étiquette écrite de la main de J. C. Berkeley Cotter avec la mention *Turritella vermicularis* Brocchi var. *caldensis*. Ils viennent des gisements pliocènes de Águas Santas, Nadadouro et Casal do Negrelho.

Le Pliocène de la région de Pombal nous a donné lui aussi quelques exemplaires dans les gisements de Igreja de Carnide, de Vale da Bouchada, de Vale Farpado et de Vale de Cabras. Custodio de Morais [1941] l'a signalée dans la région de Marinha Grande. *Turritella vermicularis* est une espèce très polymorphe, connue dans les régions méditerranéennes depuis l'Helvétien jusqu'au Calabrien. Elle est citée par Lecointre et Ranson [1952] dans le Pliocène du Maroc.

L'ornementation des coquilles portugaises se compose de trois cordons plus larges que leurs intervalles. Plusieurs exemplaires en possèdent un quatrième au bord de la suture.

Vermetus (Petaloconchus) glomeratus Linné (Pl. XI, 68, 72)

Cette espèce a été trouvée dans le Pliocène du gisement de Igreja de Carnide, dans la région de Pombal [Zbyszewski et Teixeira, 1951]. Elle est connue dans l'Astien d'Italie. Elle vit actuellement en Méditerranée.

Vermetus intortus Lamarck

Cette forme a été signalée par Cox [1936] dans le Pliocène de Mina (S. Pedro de Muel) et par Custodio de Morais [1941] dans celui de Marinha Grande. Elle existe dans le Pliocène de Nadadouro. On la connaît dans le Tortonien d'Autriche, Pologne, Italie, etc., ainsi que dans le Pliocène du Nord et du Midi de l'Europe. Elle vit encore en Méditerranée.

Vermetus (Lemintina) arenarius Linné

Un fragment appartenant à cette espèce a été cité par Cox [1936] dans le Pliocène de Mina (Ponte Nova, S. Pedro de Muel). Il s'agit d'une forme apparue dans le Miocène inférieur et qui vit encore en Méditerranée.

Cerithium (Thericium) varicosum Br.

Cette espèce existe dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide et Vale Farpado dans la région de Pombal. Elle est connue dans le Pliocène du Sud-Est de la France, en Italie, en Algérie, etc. Elle se présente avec des variations très prononcées. Elle disparaît après le Pliocène. Certains auteurs la considèrent comme une simple variété de *Cerithium vulgatum*. Mais Cerulli-Irelli est contraire à ce point de vue.

Scala tenuicostata MICHAUD

Nous l'avons reconnue dans le gisement de Águas Santas. Un échantillon de Fonte da Telha peut s'y rapporter lui aussi. Cette espèce est connue dans le Pliocène de Méditerranée et du Maroc. On la connaît également dans le Calabrien.

Elle vit actuellement dans la zone des laminaires et des coralligènes sur les côtes de la Méditerranée et dans l'Océan Atlantique depuis la Norvège jusqu'à Madère.

Strombiformis (Subularia) subulata DONOVAN (Pl. X, fig. 21)

Nous avons observé la présence de cette espèce dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide et de Águas Santas. Elle est connue dans l'Helvétien de Margueira, ainsi que dans le Tortonien de Adiça et de Cacela. A l'étranger cette forme a été signalée dans le Miocène d'Autriche et dans le Pliocène de Belgique, d'Angleterre, de Catalogne, du Maroc, etc Elle serait encore vivante dans l'Atlantique.

Turbonilla lactea LAMARCK

Cette espèce est connue à l'état fossile en Italie et au Maroc dans le Plaisancien, l'Astien et le Calabrien. Nous avons vérifié sa présence dans le Pliocène de Águas Santas. Elle vit actuellement dans la Méditerranée et dans l'Atlantique depuis l'Angleterre jusqu'à Gibraltar.

Bursa (Apollon) nodosa (BORSON)

Cette espèce a été citée par COX [1936] dans le Pliocène de Mina (S. Pedro de Muel) et par CUSTODIO DE MORAIS dans celui de Marinha Grande [1941].

Il s'agit d'une forme qui apparaît dans le Tortonien d'Aquitaine et qui se développe dans le Plaisancien des Alpes Maritimes et dans l'Astien d'Italie.

Cymatium (Triton) distortum (BROCCHI) (Pl. XI, fig. 47, 75)

Il s'agit d'une espèce connue en Italie depuis le Tortonien jusqu'à l'Astien. Elle a été trouvée au Portugal dans les gisements pliocènes de Nadadouro et de Águas Santas.

Cymatium (Ranularia) heptagonum (BROCCHI)

Cette forme a été citée par COX [1936] dans le gisement de Mina (S. Pedro de Muel). Elle est connue dans le Plaisancien des Pyrenées orientales. Elle est abondante dans l'Astien d'Italie. Elle semble apparaître dès le Tortonien.

Cymatium affine DESHAYES (Pl. XI, fig. 55, 74).

Trouvée dans le Pliocène de Águas Santas, cette espèce est connue à l'étranger depuis le Tortonien jusqu'à l'Astien (Italie, Maroc, etc.).

Distorsio tortuosa (BORSON)

Signalée par COX dans le Pliocène de Mina (S. Pedro de Muel), cette espèce apparaît dans le Miocène inférieur et s'étend jusqu'au Pliocène (Italie, Vallée du Rhône, Catalogne, etc.).

Nassa clathrata BRON.

Signalée dans les gisements de Águas Santas et de Casal do Negrelho, cette espèce est connue à l'étranger depuis l'Helvétien jusqu'au Pliocène (Plaisancien, Astien d'Italie, Maroc, etc.).

Nassa (Desmoulea) conglobata (BROCCHI) (Pl. XI, fig. 59, 65)

Nous avons vérifié la présence de cette espèce dans le gisement de Nadadouro. Selon PEYROT elle existerait dans le Burdigalien et dans l'Helvétien et ne différerait pas de celle du Pliocène supérieur d'Italie. Selon SACCO il s'agirait d'une forme spéciale au Pliocène supérieur.

Nassa (Arcularia) gibbosula LINNÉ (Pl. XI, fig. 39, 42, 46)

Cette espèce a été citée par CUSTODIO DE MORAIS [1941] dans le Pliocène de Marinha Grande. Nous avons reconnu sa présence à Casal do Negrelho et Águas Santas. Elle est spécialement abondante dans ce dernier gisement. Elle est connue dans le Plaisancien, l'Astien, et le Quaternaire de la Méditerranée et du Maroc. Elle vit actuellement en Méditerranée.

Nassa macrodon (BRONN) (Pl. XI, fig. 64)

Un exemplaire de cette espèce a été trouvé dans le gisement de Águas Santas. Cette forme est connue dans l'Astien d'Italie.

Nassa (Hinia) musiva BROCCHI (Pl. XI, fig. 50, 52, 58, 63)

Nous avons reconnu la présence de cette espèce dans les gisements pliocènes de Vale Farpado (Pombal), Nadadouro, Casal do Negrelho, Águas Santas et Fonte da Telha. Elle est connue depuis le Plaisancien (forme type) jusqu'au Sicilien (Italie, Maroc, etc.).

Elle passe à la forme *crassesculpta* qui s'éteint avec les grands individus du Calabrien et du Sicilien [GIGNOUX].

Nassa mutabilis (LINNÉ) (Pl. XI, fig. 67, 73)

Cette espèce a été signalée par PEREIRA DA COSTA dans le Tortonien d'Adiça et de Cacela [1866-67, Pl. XV, fig. 4a-4b]. CUSTODIO DE MORAIS l'a citée dans le Pliocène de Marinha Grande [1941]. Nous l'avons signalée à notre tour dans le Pliocène au Sud du Tage [1943] où on la trouve dans les gisements de Alfeite (800 m N 65° E de Quinta de Santo Amaro) et Fonte da Telha.

Nous avons vérifié sa présence au Nord du Tage dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide (Pombal), Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas. Elle a été trouvée dans un sondage à Olho Marinho, à 50 m de profondeur. A l'étranger cette espèce est connue depuis le Miocène (Tortonien) jusqu'aux temps actuels. Vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis les côtes du Sud-Ouest de la France jusqu'au Sénégal et aux Canaries.

var. *pliomagna* SACCO (Pl. XI, fig. 82, 83)

Trois exemplaires provenant de Igreja de Carnide semblent se rapporter à cette variété. Ils ressemblent également à la variété «D» de SACCO connue dans le Pliocène supérieur d'Italie et aussi à *N. instabilis* BELLARDI var. *multitransversa* SACCO.

Nassa pyrenaica FONTANNES var. *compacta* FONTANNES (Pl. XI, fig. 57)

Cette espèce connue dans le Pliocène du Sud de la France et du Maroc a été recueillie dans les gisements de Nadadouro et de Águas Santas.

Nassa reticulata LINNÉ var. *nitida* JEFFREYS

Nous avons vérifié sa présence dans les gisements de Nadadouro, Águas Santas et Fonte da Telha. Elle apparaît dans le Miocène et survit jusqu'aux temps actuels. Elle vit actuellement dans la Méditerranée et dans l'Océan Atlantique depuis la Norvège jusqu'aux Açores.

Selon JEFFREYS *N. nitida* vit dans les eaux saumâtres, toujours sur les fonds vaseux. Au contraire *N. reticulata* vit indistinctement dans l'eau salée et dans l'eau saumâtre, mais toujours sur des fonds sableux.

Nassa (Cyclonassa) neritea LINNÉ

Nous l'avons rencontrée seulement dans le gisement de Fonte da Telha. Elle est connue à l'état fossile dans le Pliocène et dans le Quaternaire méditerranéen. Elle vit à l'heure actuelle dans la Méditerranée et dans l'Atlantique (côte du Maroc, etc.) dans la zone littorale et dans les étangs saumâtres, le long des côtes.

Nassa cf. *clathrata* BORN

Cette espèce connue depuis l'Helvétien jusqu'au Plaisancien a été trouvée jusqu'ici dans le seul gisement de Fonte da Telha.

Nassa (Uzita) limata CHEMNITZ

Nous avons reconnu sa présence dans le gisement de Fonte da Telha. Elle est connue à l'état fossile dans le Miocène de Pologne, dans le Pliocène d'Angleterre, d'Italie et du Maroc et dans le Quaternaire d'Italie et du Maroc.

Nassa scalaris BORS

Un certain nombre d'exemplaires, provenant du gisement de Fonte da Telha, appartiennent à cette espèce connue dans le Pliocène inférieur et supérieur d'Italie.

Nassa (Amycla) semistriata BROCCHI

Nous avons reconnu la présence de cette espèce dans le gisement de Águas Santas. Elle est connue à l'état fossile depuis le Miocène inférieur jusqu'au Pliocène supérieur. Elle vit actuellement dans la zone des laminaires et des coralligènes dans la Méditerranée et dans l'Atlantique.

Nassa strobeliana COCC. (Pl. XI, fig. 51)

Plusieurs coquilles, dont une seule complète, appartiennent à cette espèce décrite dans le Pliocène supérieur d'Italie. Elles viennent des gisements de Casal do Negrelho, Nadadouro et Águas Santas.

Nassarius (Hima) pontis-novi Cox

Espèce créée en 1931 par Cox sur des exemplaires recueillis à Ponte Nova près de Mina (S. Pedro de Muel). Elle ressemble à *Nassarius incrassatus* Strom actuellement vivant et qui a vécu en divers points d'Europe au Pliocène.

Nassa (Uzita) malachiasi Cox (Pl. XI, fig. 56, 66)

Espèce décrite par Cox [1941] dans le gisement de Matos (Marinha Grande).

Cette forme est très abondante à Águas Santas, Negrelho et Nadadouro. Elle est très voisine de *Nassa eurosta* Fontannes du Plaisancien de la vallée du Rhône, des Pyrénées orientales et de Catalogne. Elle ressemble également à *N. inaequicostata* Bellardi, du Néogène italien.

Pollia moraisi Cox (Pl. XI, fig. 41, 48, 54)

Cette espèce a été créée sur des exemplaires provenant du gisement de Mina, S. Pedro de Muel [Cox, 1936]. Nous avons également vérifié sa présence dans les gisements de Nadadouro et de Águas Santas. Cette forme, qui possède les caractères typiques des *Pollia*, ressemblerait, selon Cox, à *P. tincta* (Conrad), espèce récente de Floride qui cependant est plus longue et diffère par son ornementation.

P. bredai (Michelotti) est comparable en dimension et en ornementation. Mais elle a une ouverture plus allongée et une lèvre collumellaire plus forte.

Trivia parvosphaera (Sacco) (Pl. XI, fig. 61)

Cette forme connue dans l'Helvétien et dans le Pliocène d'Italie, a été signalée au Portugal dans le gisement de Mina, S. Pedro de Muel, par Cox [1936]. Nous avons également vérifié sa présence à Nadadouro.

Erato cypraeola (Brocchi)

Un seul exemplaire cité par Cox [1936] dans le gisement de Mina (S. Pedro de Muel) se rapporte assez bien à la forme de l'Astien d'Italie.

Erato laevis Donovan

Cette espèce n'est connue du Pliocène, que dans le gisement de Nadadouro.

Elle a été signalée à l'étranger depuis le Miocène jusqu'aux temps actuels. Elle vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis l'Angleterre jusqu'à Gibraltar.

Cassidea (Semicassis) laevigata Defrance (Pl. XI, fig. 80, 87)

Cette forme a été recueillie dans les gisements de Igreja de Carnide, Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas. Un exemplaire venant de Negrelho présente une striation longitudinale fine. Il semble correspondre à un individu jeune.

Au Sud du Tage, nous avons signalé la présence de cette espèce dans les gisements d'Alfeite (exemplaire de grande taille à 800 m N 60° E de Quinta de Santo Amaro) et Paio Pires (tranchée de la route à 450 m au SW de ce village).

C. laevigata descend de *C. miolaevigata* du Miocène. Elle est connue dans le Pliocène du bassin méditerranéen (Plaisancien, Astien et Calabrien). Elle est connue au Maroc dans le Miocène et dans le Pliocène.

Cassidea (Semicassis) saburon BRUGUIÈRE

Un exemplaire de cette espèce a été cité en 1941 par CUSTODIO DE MORAIS dans le Pliocène de Marinha Grande. Un autre avait été trouvé à Fonte da Telha, au Sud du Tage [ZBYSZEWSKI, 1943].

C. saburon vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis les côtes de Charente jusqu'au Sénégal. Elle a été citée dans le Quaternaire du Maroc.

Cassidea protesticulus SACCO (Pl. XI, fig. 86, 88)

Il s'agit d'une espèce décrite par SACCO dans le Plaisancien d'Italie. Nous avons vérifié sa présence dans le gisement de Casal do Negrelho (C.3).

CUSTODIO DE MORAIS [1941] a cité *Cassis testiculus* dans le Pliocène de Marinha Grande, à la suite d'une détermination faite par COX. Nous ne l'avons pas observée.

Cassidaria echinophora LINNÉ

Cette coquille est très polymorphe. Le type est fortement tuberculé. Mais l'espèce se modifie au point de perdre toute trace de tubercules. *C. echinophora* est connue dans le Miocène du Danemark et de l'Allemagne du Nord. Mais c'est surtout une forme méditerranéenne. On la connaît en Italie (nombreuses variétés) depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire. Dans le bassin de Vienne on la trouve dans le Vindobonien.

Elle a été signalée par PEREIRA DA COSTA dans le Tortonien de Cacela [1867].

Dolium cf. *fasciatum*, que nous avons signalé à l'état de moules dans le gisement de Fonte da Telha [1943], peut se rapporter à cette espèce.

Elle vit de nos jours dans la zone des laminaires, en Méditerranée et sur les côtes atlantiques d'Espagne et du Portugal.

Ficus reticulatus LAMARCK (Pl. XI, fig. 89)

Un exemplaire venant du Pliocène de Igreja de Carnide se rapporte bien à la fig. 47 de la planche I de SACCO. Il s'agit d'une espèce connue à l'état fossile depuis le Tortonien jusqu'à la fin du Pliocène.

Nous avons signalé autrefois [1943], dans le gisement pliocène de S. Joanes, la présence d'un exemplaire que nous avions classé comme *Pirula geometra* BORS. var. *berilla* DE GREG. Il semble se rapporter plutôt à *F. reticulatus*.

La variété *geometres* SACCO existe à l'état de moule et de contremoule dans le Pliocène de Fonte da Telha (Péninsule de Setúbal).

Ficus cf. stricticostatus (SACCO)

A été signalé par CUSTODIO DE MORAIS [1941] dans le Pliocène de Marinha Grande. *F. stricticostatus* est connu dans le Plaisancien d'Italie.

Murex trunculus LINNÉ

Cette espèce a été citée par CUSTODIO DE MORAIS [1941] dans le Pliocène de Marinha Grande. Elle est connue, à l'état fossile, dans le Quaternaire du Maroc.

Des espèces très analogues du Miocène et du Pliocène devraient lui être rattachées, selon Weinkauff. Mais les paléontologistes n'ont pas suivi ce point de vue.

On la trouve actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis le Portugal jusqu'au Rio de Oro.

Murex (Tritonalia) cf. *erinaceus* Linné

D'après Cox [1936] cette forme serait abondante dans le gisement de Mina (S. Pedro de Muel). Nous avons noté également la présence d'un fragment de coquille pouvant se rattacher à cette espèce à Águas Santas. Il s'agit d'une espèce très polymorphe connue dans le Pliocène d'Angleterre, dans l'Astien d'Italie, dans le Quaternaire du Maroc et du Portugal. Elle vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique, depuis l'Angletterre jusqu'au Rio de Oro.

Murex (Tritonalia) imbricatus (Brocchi) (Pl XI, fig. 81)

Citée par Cox [1936] dans le gisement de Mina (S. Pedro de Muel) et par Custodio de Morais [1941] à Marinha Grande, nous avons vérifié sa présence dans le Pliocène de Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas. Cette espèce est connue dans le Plaisancien de la vallée du Rhône, dans le Plaisancien et l'Astien d'Italie, ainsi que dans le Pliocène du Maroc. Elle semble confinée au Pliocène.

Muricopsis carvalhoi Cox (Pl. XI, fig. 40, 44)

Cette espèce a été créée par Cox [1936] sur des exemplaires provenant du gisement de Mina. Nous avons vérifié sa présence dans le gisement de Nadadouro. Selon Cox, le caractère muriqué de son ornementation indiquerait que cette espèce doit être placée dans la famille des Muricidés. Elle diffère cependant du génotype *Muricopsis blainvillei* (Peyraudeau) = = *M. cristatus* (Brocchi) par la région antérieure de sa columelle et par la présence d'une courte côte pariétale et d'une gouttière postérieure. Le canal antérieur est moins fortement incurvé que dans cette espèce. Les autres caractères de l'ornementation, la font cependant ressembler à *Muricopsis*.

Ocenebra inflexa Dod.

Cette espèce a été signalée par Pereira da Costa [1866-67] dans le Burdigalien de Forno do Tijolo sous le nom de *Murex craticulatus* Brocchi qui, selon Sacco, serait *O. inflexa* dans le cas de la figure 7 et *Murex striaeformis* dans le cas de la figure 8. *Ocenebra inflexa* présente une grande variabilité ainsi que l'on peut s'en rendre compte par les figures 8 et 9 de la planche V (vol. XXX) de Sacco.

Nous avons observé la présence de cette forme dans les gisements pliocènes de Águas Santas et de Casal do Negrelho.

O. inflexa est une espèce connue dans le Tortonien et dans le Pliocène d'Italie.

Ocenebra (Ocenebrina) scalaris Br.

Deux moules internes venant de Fonte da Telha ont été signalés comme se rappprtant à cette espèce [Zbyszewski, 1943] qui est connue dans le Tortonien, le Plaisancien et l'Astien d'Italie.

Purpura af. haemastoma Linn. (Pl. XI, fig. 85)

Nous avons reconnu dans le Pliocène de Igreja de Carnide, la présence d'une *Purpura* se rapprochant de *P. haemastoma*, forme très polymorphe et qui a reçu un grand nombre de noms d'espèces et de variétés, qui ne sont que des variations individuelles et des stades juvéniles. Mais chez *P. haemastoma* il existe à l'intérieur de la coquille une sorte de pli

columellaire tres proche de l'angle postérieur de l'ouverture, caractère que l'on n'observe pas sur notre exemplaire qui est roulé et qui présente en outre une ornementation plus alvéolaires que chez *P. haemastoma*. Notre exemplaire diffère également de *P. (Acantina) tetragona* Sow. par le manque d'ombilic. Il se rapporterait davantage de *P. (Acantina) plessisi* Lecointre décrite dans le Quaternaire du Maroc. Il s'agirait possiblement d'une espèce nouvelle.

Fasciolaria (Pleuroploca) fimbriata (Brocc) (Pl. XI, fig. 70, 78)

Trois exemplaires de cette espèce viennent du Pliocène de Igreja de Carnide. On la connaît également dans celui de Águas Santas, ainsi qu'à Mina (S. Pedro de Muel) où elle a été citée par Cox [1936]. Un moule interne, trouvé à Fonte da Telha, semble pouvoir être rattaché à cette espèce.

F. fimbriata apparaît dans le Miocène (Hoernes). Elle est connue dans le Plaisancien et dans l'Astien (France, Catalogne, Italie, etc.). Elle existe également dans le Calabrien.

Fasciolaria (Pleuroploca) lawleyana d'Ancona (Pl. XI, fig. 79)

Un seul exemplaire de cette espèce, connue dans le Pliocène d'Italie, a été trouvé à Casal do Negrelho.

Mitra cf. *fusca* Swainson

Trois exemplaires venant du gisement de Mina, on été rapprochés par Cox [1936] de cette espèce qui n'est pas connue à l'état fossile, sauf dans le Quaternaire.

Mitra alligata Defrance (Pl. XI, fig. 62)

Un exemplaire se rapportant à cette espèce a été recueilli dans le Pliocène de Igreja de Carnide. Il s'agit d'une forme connue dans le Plaisancien et dans l'Astien d'Italie.

Mitra melanopsiformis Cox

Il s'agit d'une espèce créée par Cox [1956] sur des exemplaires provenant du gisement de Mina. Elle se rapproche de *Mitra concava* Bellardi du Pliocène inférieur d'Italie. Mais cette espèce est cependant plus mince avec des tours de spire plus élevés.

«Vexillum» (Costellaria) moelensis Cox

Cette espèce a été créée par Cox [1936] sur des exemplaires provenant de Mina (S. Pedro de Muel). Elle ressemblerait selon cet auteur à *Vexillum frumentum (Uromitra frumentum* Bellardi) qui est une espèce du Pliocène d'Italie et de Catalogne. Elle serait cependant moins tumide et présenterait une ouverture plus longue. Elle ressemblerait également à *Vexillum monzonii* Fischer et Tournouer du Tortonien de la vallée du Rhône *(Mitra monzonii)* Fischer et Tournouer. Mais cette dernière a des côtes axiales plus fortes dans ses premiers tours.

Ancilla obsoleta (Brocchi) (Pl. XI, fig. 60)

Nous avons reconnu la présence de cette forme dans le Pliocène de Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas. Elle existe également dans le gisement de Igreja de Carnide.

Cette forme est connue dans l'Helvétien et dans le Tortonien du Sud-Ouest de la France et de l'Italie et dans le Pliocène du Maroc.

Ancilla marinhensis Cox

Cette espèce a été créée par Cox sur des exemplaires recueillis à Matos (Marinha Grande) par le Prof. Custodio de Morais.

Selon Cox, l'apparition de *Ancilla* dans le Pliocène du Portugal est intéressant en raison de l'absence de ce genre dans le Pliocène d'Italie et dans le SE de la France. Elle diffère de toutes les espèces décrites.

Scaphella lamberti Sowerby

Elle existe dans le Miocène supérieur de Cacela et dans le Pliocène de Paio Pires (200 m N 6° E de Casal do Vale dos Ossos). Il s'agit d'une forme connue dans les Crags d'Angleterre et de Belgique.

Yetus productus Lowe

Nous avons fait référence à cette espèce [1943] dans les gisements pliocènes de Amora (S. Joanes), Foros de Amora (Casal da Mansoa), Paio Pires (Casal do Vale dos Ossos), Charneca (300 m S 74° W do Vale Rosal, Casa dos Padres) et Fonte da Telha.

Cancellaria hirta (Brocchi)

Cette forme a été citée par Custodio de Morais [1941] à Marinha Grande. Elle est connue avec de nombreuses variétés dans le Plaisancien et dans l'Astien d'Italie.

Cancellaria (Solatia) cf. *piscatoria* Gmell.

Nous pensons que les moules internes provenant de Fonte da Telha, que nous avions classé [1943] comme *C.* cf. *hirta* et *C.* cf. *serrata* doivent se rapporter à cette espèce bien connue dans les gisements pliocènes du Nord du Tage.

C. piscatoria est connue dans le Pliocène d'Italie (Plaisancien, Astien) et dans les mers actuelles (Atlantique du Maroc au Dahomey).

Cancellaria (Bivetia) cancellata Linné (Pl. XI, fig. 84)

Elle a été citée par Custodio de Morais [1941] dans le Pliocène de Marinha Grande. Nous avons reconnu sa présence dans les gisements de même époque de Igreja de Carnide, Vale Farpado et Águas Santas. Elle est connue dans le Plaisancien et dans le Calabrien de Méditerranée, ainsi que dans les couches à Strombes du Maroc. Elle vit actuellement en Méditerranée et dans l'Atlantique depuis Cadix jusque sur les côtes d'Afrique occidentale.

Cancellaria (Sveltia) varicosa Br.

Cette espèce est connue dans le Miocène supérieur de Cacela. On la connaît dans le Pliocène méditerranéen et marocain. Nous avons signalé [1943] sa présence dans le Pliocène de Fonte da Telha [1943].

Marginella ambigua BAVAY

Cette espèce est connue dans le Pliocène du Maroc [LECOINTRE et RANSON] et dans le Quaternaire du Maroc et du Rio de Oro. Nous avons vérifié sa présence dans le Pliocène de Casal do Negrelho.

Marginella (Giberrula) miliaria LINNÉ

Nous avons observé la présence de cette forme dans les gisements pliocènes de Nadadouro, Casal do Negrelho et Águas Santas. Selon B. D. D. cette espèce apparaîtrait dans le Miocène du bassin de la Loire.

Elle vit actuellement dans les zones littorales méditerranéennes et atlantiques (Portugal, Açores, Madère, Canaries, Sénégal, Cap Vert).

Clavatula depéreti FONTANNES (Pl. XI, fig. 69, 71)

Cette forme est connue dans le Pliocène de Millas (Pyrénées orientales) et du Maroc. Nous avons reconnu sa présence dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide, Casal do Negrelho et Águas Santas.

Clavatula interrupta BROCCHI

Cette espèce est connue dans le Tortonien de Cacela. Elle a été trouvée dans les gisements de Vale Farpado et de Águas Santas. Elle est connue dans le Miocène et dans le Pliocène (Plaisancien et Astien) de presque toute l'Europe.

Genotia ramosa BASTÉROT (Pl. XI, fig. 76)

Sa présence a été reconnue dans les gisements pliocènes de Igreja de Carnide, Vale Farpado, Vale de Cabras et Águas Santas. Cette espèce a vécu depuis le Miocène moyen jusqu'au Pliocène.

Mangilia plicatella JAN.

Trouvée dans le gisement de Águas Santas, elle est connue dès le Miocène supérieur. Mais elle est surtout plaisancienne.

Conus striatulus BROCCHI (Pl. XI, fig. 43, 45)

Cette forme est connue à l'état fossile depuis l'Helvétien jusqu'au Calabrien. Elle a été trouvée dans les gisements pliocènes de Nadadouro et de Águas Santas.

Actaeon cf. *inflatus* (BORS)

Un seul exemplaire, mutilé de sa dernière spire, semble se rapporter à cette espèce, qui est connue dans le Miocène de Belgique ainsi que dans le Plaisancien et l'Astien d'Italie. Il vient du gisement pliocène de Igreja de Carnide (région de Pombal).

Ringicula buccinea BROCCHI (Pl. XI, fig. 49, 53)

Nous avons reconnu sa présence dans le Pliocène de Águas Santas. Cette espèce est connue dans tout le Miocène (Belgique, Aquitaine, Italie, etc.), dans le «coraline crag» d'Angleterre et dans le Pliocène du Maroc. Elle est actuellement vivante en Méditerranée et dans l'Atlantique (côtes de Gironde, Landes, Asturies).

ÉCHINIDES

Echinocyamus pusillus (Mull) (Pl. X, fig. 27)

Ce petit Échinide a été trouvé dans le gisement de Águas Santas. Il est connu dans le Plaisancien d'Italie.

BRYOZOAIRES

Lunularia conica Busk (Pl. X, fig. 32)

Elle a été observée dans le gisement pliocène de Águas Santas. On connaît cette espèce depuis l'Aquitanien (Ouest et Sud-Ouest de la France) jusqu'au Plaisancien.

Plusieurs autres Bryozoaires n'ont pu être déterminés. Ils viennent des gisements de Águas Santas et de Nadadouro.

POLYPIERS

Plusieurs Polypiers se rapportent au genre *Caryophyllia*. Ils viennent des gisements de Nadadouro, C. do Negrelho et Águas Santas.

CRUSTACÉS

Balanus concavus Bronn

Cette espèce a été citée par Custodio de Morais dans le Pliocène de Marinha Grande [1941]. Nous avons reconnu sa présence dans celui de Igreja de Carnide. Il s'agit d'une forme de couleur rose fixée sur les coquilles. Certains exemplaires portent des Bryozoaires.

D'autres formes de *Balanus* ont été trouvées dans les gisements de Águas Santas et de Fonte da Telha.

POISSONS

Carcharodon megalodon Charlesworth

Une dent attribuée à cette espèce a été signalée par Custodio de Morais dans le Pliocène de Marinha Grande. Il s'agit d'une forme connue dans tout le Miocène et dans le Pliocène.

*

D'après ce qui précède, nous voyons que l'ensemble de la faune étudiée dans les pages précédentes comprend 78 espèces qui apparaissent dans le Miocène et survivent jusque dans le Quaternaire (51 Lamellibranches, 1 Scaphopode et 26 Gastropodes). Il y a 32 espèces qui débutent dans le Miocène et survivent jusqu'à la fin du Pliocène (9 Lamellibranches, 2 Scaphopodes, 19 Gastropodes, 1 Bryozoaire et 1 Poisson). On trouve 24 espèces propres au Pliocène (4 Lamellibranches, 19 Gastropodes et 1 Échinide). Enfin 30 espèces débutent dans le Pliocène et survivent dans le Quaternaire.

Il s'agit donc d'une faune nettement pliocène, mais sans qu'il soit possible de dire s'il s'agit de Plaisancien ou bien d'Astien.

Il est difficile de faire des subdivisions stratigraphiques précises dans le Pliocène de la vallée typhonique de Caldas da Rainha. Sa base comporte des sédiments marins fossilifères que l'on trouve en superposition directe sur le substratum infraliasique. Sa partie supérieure est constituée par des sédiments de transport fluvial et par des dépôts d'étangs et de marécages avec lignites et diatomites, localisés généralement dans les zones synclinales.

Les éléments dont nous disposons pour établir la chronologie de ces formations sont de deux sortes:

a) Comme il a été dit, la faune marine est pliocène mais ne permet pas de dire si l'on a affaire au Plaisancien ou bien à l'Astien. Nous savons qu'en Italie ces deux étages sont superposés. Mais ailleurs les deux termes prennent la signification de simple faciès: le Plaisancien est argileux, l'Astien est sableux. Le Pliocène de la région de Caldas da Rainha est sableux.

b) Les lignites et les diatomites de Rio Maior ont été considérés comme appartenant au Villafranchien en raison de leur flore, étudiée par le Prof. Carlos Teixeira. Or, dans la région de Caldas da Rainha, il existe des gisements de lignites et diatomites analogues à ceux de Rio Maior. Ils recouvrent ici le Pliocène marin fossilifère. Ils se sont formés après le retrait de la mer pliocène.

Dans la région de Pombal, les argiles ligniteuses de Barracão, dont l'âge est sensiblement le même que celui des lignites et des diatomites de la vallée typhonique de Caldas da Rainha, sont recouvertes par une épaisse série de remblaiement considérée comme calabrienne. Une série analogue a dû exister autrefois dans et sur le pourtour de la vallée typhonique de Caldas da Rainha où l'on n'en trouve plus aujourd'hui que de rares lambeaux isolés ça et là comme à Serra de Bouro, etc. (Pl. VI, fig. 2).

Nous savons par ailleurs, depuis les Congrès Internationaux de Géologie de Londres et d'Alger, que le Calabrien doit être considéré désormais comme l'étage le plus inférieur du Quaternaire marin. L'équivalent continental du Calabrien serait représenté par une partie du Villafranchien. On pourrait donc admettre aujourd'hui que les dépôts de lignites et de diatomites de la vallée typhonique appartiendraient à l'extrême base du Quaternaire, à un moment où la transgression calabrienne n'était qu'à peine amorcée.

5.º — Le Quaternaire

Il existe à l'intérieur de la vallée typhonique de Caldas da Rainha plusieurs types de dépôts quaternaires que nous allons énumérer.

A — Des vestiges d'anciennes plages et de terrasses quaternaires existent en divers points de la côte entre Foz do Arelho et Peniche, sur la périphérie de la lagune de Obidos et dans les vallées de quelques affluents tributaires de cette dernière (Rio Salir, Rio Arnoia, Rio Real, etc.).

Par endroits ces formations se confondent avec les dépôts pliocènes et leur séparation devient difficile du fait que le faciès sableux est partout le même.

B — Des formations de pente ou de remaniement des versants existent çà et là, notamment au pied des grands escarpements calcaires de la périphérie de la vallée typhonique.

C — Un afleurement, assez étendu, de tufs calcaires existe à l'extrémité sud-occidentale de la vallée typhonique.

Dans les vallées des affluents de gauche du Rio Real, spécialement dans la zone comprise entre Amoreira, Olho Marinho, Pó et Columbeira, il semble y avoir des tufs de deux époques différentes. Ces tufs sont en rapport avec la présence de résurgences au pied des escarpements calcaires qui constituent le rebord oriental du plateau de Cezareda (Olho Marinho, etc.).

Ils sont, en bien des cas, recouverts par des sables de remaniement, plus récents. Nous avons trouvé, dans les niveaux de tufs les plus modernes, quelques restes de potteries néolithiques, des charbons, des coquilles de *Cardium edule* et des mollusques terrestres ou d'eau douce. Les tufs de Rio Maior, qui présentent plus ou moins les mêmes caractéristiques, datent en grande partie de l'âge du bronze.

D — En observant la carte de la vallée typhonique de Caldas da Rainha, nous remarquons, que les alluvions occupent le fond des basses plaines, souvent marécageuses, comme celles du Paúl da Cela, de Alfeizerão (Pl. II, fig. 1), etc.

Comme nous l'avons vu plus haut, la zone centrale de la vallée typhonique est constituée par un substratum infraliasique recouvert par des sables pliocènes transgressifs.

L'érosion des temps quaternaires, dont le maximum fut atteint pendant la glaciation wurmienne, a eû pour effet d'excaver toutes ces formations en y creusant les vallées que l'on peut y observer de nos jours.

Après la dernière glaciation, la remontée de la mer flandrienne a provoqué l'envahissement des vallées et leur transformation en «rias» dont la lagune de Obidos représente le dernier vestige.

Le sondage S. P. 1. éxécuté dans la Várzea da Rainha, à l'Ouest de Obidos, nous donne une bonne coupe des alluvions.

C.1 — Entre 0 m et 4,50 m — Vase d'estuaire avec *Cardium edule* et *Scrobicularia plana.*
C.2 — Entre 4,50 m et 13 m — Sable rose de grain moyen, avec fragments de coquilles.
C.3 — Entre 13 m et 18 m — Sable plus fin.
C.4 — Entre 18 m et 25 m — Sable plus grossier, gris-rosé, avec fragments de coquilles.
C.5 — Entre 25 m et 29 m — Sable fin, gris, avec fragments de coquilles.
C.6 — Entre 29 m et 56,19 m — Sable grossier, calcaire, avec blocs et galets.
C.7 — Entre 56,19 m et 77,14 m — Blocs roulés de gypse, de calcaire marneux gris et de calcaire dolomitique, probablement enveloppé dans un sable analogue au précédent.

La coloration rose-brunâtre des dépôts est dûe à la présence d'un élément argileux provenant du lavage des formations argilo-gréseuses du complexe lusitano-kimmeridgien.

La lagune de Obidos, beaucoup plus étendue autrefois, tend à se réduire de plus en plus par envasement et par ensablement (Pl. VI, fig. 1).

E — La formation de dunes est en rapport avec la présence de plages de sable, lesquelles sont balayées par les vents dominants du Nord-Ouest. C'est ainsi que nous trouvons des dunes entre Nazaré et Salgados, autour de la baie de S. Martinho do Porto et enfin entre la lagune de Obidos et la mer. Certaines de ces dunes ne sont pas encore entièrement fixées.

IV — TECTONIQUE

A — LA TECTONIQUE DE L'AIRE TYPHONIQUE DE CALDAS DA RAINHA

L'aire typhonique de Caldas da Rainha forme, en Estremadure, une unité géographique et tectonique indépendante.

Nous avons vu, au début de ce travail, qu'il s'agissait d'un pli anticlinal de type spécial, allongé du NNE au SSE, depuis le Paúl da Cela jusqu'à Olho Marinho.

La forme générale de l'aire typhonique avec ses rétrécissements, ses bassins, ses retroussements et ses torsions de forme capricieuse, est dûe à la façon dont les diverses formations constituantes ont réagi aux compressions qu'elles ont subi au cours les temps.

D'une façon générale, on note dans l'aire typhonique de Caldas da Rainha, plusieurs types d'accidents.

a) — L'aire typhonique proprement dite

En premier lieu il faut citer la propre aire typhonique avec les déformations subies par sa zone axiale en raison des mouvements de tuméfaction ou d'extrusion plastique (tectonique gesso-salifère) et des tassements consécutifs à ces phénomènes.

On voit très nettement que le noyau infraliasique, fortement comprimé, a été déformé d'une façon très différente de celle des terrains jurassiques ou crétacés environnants. L'inclinaison des couches y est très variable d'un point à l'autre, non seulement dans le sens latéral, mais aussi, comme l'ont montré les sondages, sur une même verticale.

Dans la zone axiale de la vallée (Campo, Obidos, Dagorda, etc.) les marnes et les calcaires dolomitiques de l'Infralias se présentent souvent en position presque verticale. Sur les bords de la vallée, comme par exemple auprès de Tornada, de Sobral da Lagoa, etc., les couches sont quelquefois beaucoup moins inclinées. Enfin il est intéressant de citer l'exemple du sondage S. P. 1 de Obidos où l'inclinaison des couches infraliasiques passe de 21° entre 175 m et 205 m, à 44° à 283 m, 67° à 285 m, 88° à 310 m, 74° à 420 m et 41° à 1.024,80 m.

La direction des plis observés dans l'Infralias, diffère souvent de l'orientation générale de la vallée typhonique.

La chose est particulièrement nette dans l'anticlinal de Campo, dont l'orientation NNE-SSW est sensiblement oblique par rapport à l'axe de la vallée typhonique.

La mise en place de cet anticlinal, qui s'étend depuis Chão da Parada jusqu'au voisinage de Nadadouro, est relativement récente car sur son flanc oriental le Pliocène est relevé à la verticale.

A l'origine, nous avions pensé qu'il s'agissait d'une faille longitudinale parallèle à l'axe de cet anticlinal. Mais il n'en est rien. Grâce à l'exploitation des argiles de la tuilerie de Campo, ainsi qu'à une série de puits et de tranchées diverses, le contact entre le Pliocène et les marnes hettangiennes a pu être suivi sur une longueur de près de deux kilomètres. Il ne reste aucun doute aujourd'hui sur les positions respectives de ces formations. Les couches pliocènes ont été redressées par une tuméfaction des marnes salifères et gypsifères

dont nous connaissons la série dans le sondage S.P.3 (Campo) situé à quelques centaines de mètres de ce contact.

Sur le flanc Ouest de l'anticlinal, les inclinaisons des couches pliocènes atteignent 40° au SW du Casal do Ferro Velho et 60° sur la voie ferrée.

Dans le voisinage de Espinheira, de Casais de Portela, etc., le Pliocène présente des inclinaisons qui peuvent atteindre 60° au contact des marnes hettangiennes qui affleurent çà et là. Comme on l'a vu précédemment, de fortes inclinaisons ont pu être observées également en beaucoup d'autres points de la vallée typhonique de Caldas da Rainha, comme par exemple à Salir do Porto, Casal do Negrelho, Águas Santas, Casal do Francês, etc.

Auprès de Nadadouro, un changement notable de direction peut être observé dans les plis de l'Infralias qui de NE-SW passent brusquement à NW-SE. Cette modification correspond plus ou moins à une torsion générale de l'aire typhonique. Mais ce changement de direction, au lieu de se placer vers le milieu de la vallée, se situe près du bord occidental de celle-ci.

Toute la région de Nadadouro est extrêmement faillée et bouleversée, de telle sorte que les couches pliocènes sont maintes fois relevées à la verticale au contact des affleurements de l'Infralias. Ceci est particulièrement net entre Nadadouro et Casais do Norte et aussi sur la bordure occidentale de la vallée typhonique, au Nord du moulin de Casalinho, où les couches pliocènes ont un plongement de 45° vers l'E 30° N, au contact des marnes infraliasiques.

Au Sud de l'anticlinal de Campo la torsion générale des couches est très accentuée, ainsi que l'on peut s'en rendre compte par l'orientation des divers affleurements de calcaires dolomitiques.

Sur les bords du bassin de lignites de Trás-do-Outeiro les sables pliocènes sont redressés à 60°.

Dans la région au Sud de Obidos, la vallée typhonique se rétrécit considérablement. C'est là qu'elle possède son plus grand étranglement. Le Pliocène forme ici, comme on l'a vu plus haut, deux bandes synclinales parallèles, alignées de part et d'autres de l'axe de l'anticlinal. Celle de l'Ouest montre des pendages de 45° dans une sablière située entre Sobral da Lagoa et Dagorda (Pl. VIII, fig. 3). La bande orientale montre des plongements de 40° vers le Sud-Est au contact des marnes infraliasiques, à 500 m au Sud du village de Dagorda (Pl. V, fig. 4).

Après l'étranglement de Dagorda-Sobral da Lagoa, les alignements de calcaires dolomitiques divergent soudain en éventail vers le Sud et le Sud-Ouest, en rapport avec l'élargissement du bassin de Amoreira, Olho Marinho, Pó, Columbeira et S. Mamede.

Il est possible d'observer, à Pó, l'existence de calcaires dolomitiques, dont l'orientation est sensiblement transversale ou oblique par rapport au bord de la vallée typhonique. On a nettement l'impression que ces calcaires dolomitiques auraient leur prolongement en dessous des calcaires lusitaniens du plateau de Cezareda, dont la direction et les plongements sont différents. Cette hypothèse semble confirmée d'ailleurs par la réapparition des calcaires dolomitiques dans la vallée typhonique de Bolhos et de S. Bartolomeu, située plus à l'Ouest.

b) — **Les accidents longitudinaux limitant la vallée typhonique**

Le plissement du noyau infraliasique s'est fait d'une façon nettement différente de celle des terrains jurassiques et crétacés de la périphérie.

La limite de cet Infralias, sur les deux bords latéraux de la vallée typhonique, correspond à deux contacts anormaux longitudinaux.

Nous avons vu, en effet, qu'il existait un hiatus géologique entre la zone centrale et les deux flancs de l'anticlinal typhonique en raison de l'absence d'une grande partie des niveaux classiques du Lias et du Jurassique.

On a prétendu voir dans ce hiatus une lacune stratigraphique pure et simple qui permettait d'exclure toute interprétation tectonique du phénomène.

Nous ne sommes pas d'accord avec ce point de vue, car si nous avons pu observer de fait une pseudo-concordance des couches jurassiques sur l'Infralias en différents points de la vallée (Tornada, Sobral da Lagoa, etc.) il n'en est pas toujours ainsi. Le plus souvent les couches jurassiques se relèvent fortement au contact des marnes rouges de l'Infralias. Par endroits elles sont en position subverticale: calcaires bathoniens de Zambujeiro, calcaires lusitaniens de la route de Famalicão à Pescarias, grés supérieurs de Arelho, etc.

Au Nord de Famalicão, les calcaires lusitaniens sont renversés sur les grès supérieurs par retroussement au contact des marnes de l'Infralias.

Il s'agit donc, selon nous, de vrais contacts anormaux, généralement inclinés et pouvant parfois passer à des failles verticales. Ces accidents longitudinaux mettent en contact les marnes de l'Infralias, indistinctement, tantôt avec le Dogger, tantôt avec le Lusitanien calcaire et tantôt avec les grès supérieurs.

c) — Les accidents transversaux

Les accidents transversaux ne sont visibles, en général, que dans les formations jurassiques et crétacées de la couverture et très rarement dans la zone infraliasique axiale.

Généralement, les failles ou décrochements, très nets dans les calcaires et dans les grès, s'atténuent ou se perdent en pénétrant dans les marnes et les argiles de l'Infralias.

Il existe, néanmoins, des failles et des fractures visibles dans les calcaires dolomitiques infraliasiques de Famalicão et de Obidos, Ces calcaires sont alors brisés et tordus. Ils peuvent présenter des pendages extrêmement variables d'un point à l'autre d'un même affleurement.

Très souvent, sur les bords de la vallée typhonique, les points d'intersection des contacts anormaux avec les failles transversales, sont marqués par des sources sulfureuses.

Nous connaissons l'existence de telles sources du Nord au Sud, à S. Martinho do Porto, Caldas da Rainha, Obidos et Azenha do Traquelhas (à l'Est do Olho Marinho).

Les accidents transversaux sont en général groupés en faisceaux de failles plus ou moins parallèles. Entre chacun de ces faisceaux existent des zones exemptes de fractures importantes.

Du Nord au Sud nous connaissons, sur la bordure occidentale de la vallée, les failles de Quinta Nova, au Nord de Famalicão, qui possèdent une orientation NW-SE et qui provoquent le rejet des calcaires lusitaniens.

Plus au Sud une importante zone de fractures, de même orientation, existe à S. Martinho do Porto. Elle a été décrite et cartographiée dans le mémoire de C. Freire de Andrade sur les vallées sous-marines de la côte portugaise. Nous en avons parlé précédemment.

Ce sont ces fractures qui ont contribué à la formation de la baie de S. Martinho do Porto, bien connue par sa forme de «concha», en entaillant son goulet dans la série des calcaires et des grès lusitaniens.

Plus au Sud le faisceau de failles de Outeiro Grande, de même direction, que l'on observe avec netteté dans les falaises maritimes au NW de ce point, provoque l'affaissement d'un compartiment Sud et la disparition locale d'une partie des couches lusitaniennes. D'autres accidents existent encore plus au Sud dans la zone de Foz do Arelho et de la lagune de Obidos. Enfin, nous connaissons la présence de plusieurs failles ou décrochements, eux aussi d'orientation NW-SE, auprès de Furadouro entre Amoreira et Olho Marinho. L'une d'elles a pu être suivie au cours des expériences géophysiques réalisées dans la région, jusqu'au milieu des formations cénozoiques.

Sur le flanc oriental de la vallée typhonique les failles sont moins visibles en raison du terrain plus couvert. On en connait cependant plusieurs auprès d'Alfeizerão, de Caldas da Rainha, de Usseira et de Roliça.

B — LES THÉORIES SUR LES PHÉNOMÈNES TYPHONIQUES

L'interprétation des phénomènes typhoniques, donnée par CHOFFAT n'a pas été intégralement acceptée par les auteurs modernes qui se sont occupés du problème.

C. FREIRE DE ANDRADE [1933, 1937-38] a montré que très souvent, sur les deux bords des vallées typhoniques, les «failles-limites» pouvaient incliner dans le même sens. Or ceci est en désaccord flagrant avec l'idée des failles verticales de CHOFFAT.

La formation de certaines vallées typhoniques, comme par exemple celles de Serro Ventoso, de Vimeiro et de Cucos, serait ainsi dûe à des compressions latérales, horizontales ou obliques.

Selon C. FREIRE DE ANDRADE, les pressions latérales qui auraient provoqué la formation des accidents typhoniques se seraient exercées d'Ouest en Est. De cette manière certaines vallées typhoniques se seraient formées à partir de systèmes de failles plus ou moins complexes et de la rupture d'anticlinaux, avec chevauchements des bords occidentaux sur les bords orientaux, accompagnés par des injections de marnes hettangiennes qui auraient servi de lubrifiant pour faciliter ces dislocations.

Selon le professeur J. CARRINGTON DA COSTA [1944], les phénomènes typhoniques ne seraient qu'une variante des phénomènes diapiriques et dûs à la présence d'anhydrite, de gypse et de sel-gemme. Ceci expliquerait facilement la présence au milieu des marnes, d'inclusions, de blocs et lambeaux de roches d'âges divers y compris la présence de roches éruptives.

Le même auteur [1941] distingue deux types de diapirisme:

a) Un diapirisme «isostatique», dans les régions peu atteintes par les mouvements tangentiels, comme le Texas, la Louisiane, l'Allemagne du Nord, etc. Il y aurait dans ce cas concentration des sels en des points déterminés, puis remontée de la masse saline, ainsi constituée, en raison de sa faible densité.

b) Un diapirisme «tectonique» dans les régions où les pressions tangentielles ont pu s'exercer avec une intensité particulière (Roumanie, Pyrénées, Afrique du Nord). Dans ce cas le complexe salifère a joué le rôle de lubrifiant dans les différentes fractures qui ont pu se produire au milieu des terrains superposés.

Il s'agit donc d'une tectonique essentiellement plastique. Mais cette plasticité varie beaucoup en fonction même de la constitution des roches et de la nature des liquides qui les imprègnent.

C'est ainsi qu'en présence de solutions à fort pourcentage de ClNa, les roches argileuses acquièrent une plasticité plus grande. Les argiles formées en milieu marin sont naturellement sodiques. Elles seraient plus perméables en présence de solutions salines qu'en présence d'eau douce.

Les argiles sodiques de l'Infralias portugais ont une densité inférieure à celle des formations plus récentes qui leur sont superposées, ce qui a dû faciliter leur remontée. Celle-ci aurait été surtout la conséquence des pressions latérales qui auraient produit des déplacements en bloc de la série supérieure, avec plissements et fracturation de cette dernière.

Les sédiments plastiques sont remontés vers le sommet des anticlinaux. Leur apparition en surface a dû être facilitée par des fractures axiales et par l'érosion qui s'est exercée ultérieurement sur le sommet des plis.

Selon le Prof. CARRINGTON DA COSTA, beaucoup de ces aires typhoniques ne seraient pas limitées par des failles. Elles seraient le résultat d'une faille originelle unique ou d'une fracture dont les lèvres auraient été écartées par une injection de marnes.

Le même auteur fait remarquer qu'il est naturel de penser que les mouvements d'affaissement qui se sont produits en certains points de la région, ont pu par eux mêmes, provoquer la formation des plis et même des fractures qui auraient permis le commence-

ment de la remontée des matériaux plastiques en profondeur, pendant que d'autres sédiments se déposaient tranquilement en surface.

Selon l'opinion des divers auteurs qui se sont occupés de la tectonique salifère et notamment de CIZANCOURT, les matériaux les plus mobiles seraient constitués non par le sel, mais par les argiles salifères qui existent en milieu salin concentré. Leur mise en mouvement serait en général dûe aux mouvements d'ordre tangentiel, mais à défaut de ces derniers leur remontée ne pourrait se faire diapiriquement vers la surface que si leur épaisseur est très grande et si elles se trouvent à une profondeur relativement grande elle aussi. L'ascension serait ainsi auxilliée par la pression des couches superposées.

Si nous reprenons cette dernière affirmation formulée par de CIZANCOURT, nous constatons que ces conditions sont parfaitement remplies dans le cas des aires typhoniques de l'Estremadure littorale.

Les sondages exécutés dans la région de Obidos ont montré que l'épaisseur vraie du complexe salifère dépassait 400 m. L'épaisseur totale du complexe infraliasique est relativement grande quand on y inclut les séries des gypses, anhydrites et calcaires dolomitiques qui sont intercallés à sa partie supérieure.

Selon SAVORNIN [1930] la couverture jurassique, crétacée et autre en s'épaississant de plus en plus, aurait occasionné une élévation de température, au dessous d'elle, par effet géothermique.

Sous la double action thermique et dynamique le sel acquiert une grande plasticité. Il aura donc tendance à profiter des fissures pour gicler vers l'extérieur par celles-ci.

Reprenant ces idées Dupont, BONICHON et RAGUIN [1938] ont réalisé des expériences dans une presse à filer. Leurs résultats furent les suivants:

a) Matière première utilisée: sel-gemme de la montagne de Tissa. A 120° sous la pression de 300 kgs, le sel file lentement en se sectionnant à la sortie en fragments de 7 à 8 mm. Il est compact et cristallin. A 170°, sous une pression de 200 kgs le sel file rapidement.

b) Matière première utilisée: gypse et ophite pulvérisés. L'ophite n'a pas filé et ne s'est pas agglomérée. La température fut de 400° avec une pression de 400 kgs.

c) Les roches de la couverture, expérimentées dans les mêmes conditions, se sont montrées rebelles au filage.

Ces expériences ont montré que seul le sel peut devenir franchement plastique à une température relativement basse (120°). Les argiles rouges qui le recouvrent sont transportées avec lui.

La montée des ophites a dû, par contre, se produire à des températures beaucoup plus élevées. Elle a été accidentelle et non continue.

La puissance approximative des formations jurassiques superposées à l'Hettangien a été donnée par CHOFFAT [1914] et récement par les géologues de la Companhia dos Petroleos de Portugal, Leur ensemble peut atteindre une épaisseur de 3000 à 4000 m à 1.754 m.

Selon CHOFFAT, l'épaisseur de l'Infralias serait de 400 à 500 m environ. Il est évident que les formations citées varient latéralement par le fait que nous nous trouvons dans une zone littorale où la sédimentation est en rapport non seulement avec la profondeur, mais aussi avec les apports venant du continent voisin, donc aussi avec les divers mouvements qui ont affecté ce dernier, ainsi que les fonds marins tout proches. Les irrégularités du substratum, elles aussi, ont une influence sur la formation des dépôts, dont l'épaisseur peut varier considérablement d'un point à l'autre, comme l'ont montré récemment les recherches de pétrole.

CHOFFAT n'a donné que l'épaisseur relative des formations jurassiques. Mais pour avoir la puissance totale des sédiments de la couverture superposée à la masse plastique infraliasique, il faut y ajouter l'épaisseur des dépôts crétacés et tertiaires, dont une partie a été détruite par l'érosion.

Nous voyons, par ce qui précède, que le simple poids des sédiments superposés au complexe salifère hettangien a été très certainement suffisant pour provoquer le «typhonisme». Mais comme l'a très bien dit C. FREIRE DE ANDRADE, parfois ce dernier a dû être accompagné ou même produit par des pressions tangentielles.

Comme nous le savons, la tectonique portugaise est essentiellement une tectonique de horsts et de grabens. Il est donc impossible de concevoir l'intervention dans la formation des accidents typhoniques, de mouvements tangentiels de l'ampleur de ceux qui se sont fait sentir en Roumanie ou en Afrique du Nord et qui sont à l'origine du diapirisme bien connu dans ces régions.

Cependant le socle fracturé, disloqué et compartimenté, a subi à plusieurs reprises des pressions venues de l'extérieur. Sous leur influence, les divers compartiments ont joué et se sont déplacés les uns par rapport aux autres en augmentant ou en diminuant le rejet de leurs fractures, failles ou décrochements. Mais tandis que les compartiments du socle ancien se sont affaissés ou bien relevés suivant les cas, les sédiments de la couverture secondaire ou tertiaire ont suivi leurs mouvements en se déformant, eux aussi, en fonction de leur degré de plasticité et des inégalités du fond sur lequel ils reposent.

C — LA REPRODUCTION EXPÉRIMENTALE DES PHÉNOMÈNES TYPHONIQUES

En présence des diverses hypothèses émises sur l'origine des accidents typhoniques nous avons procédé en 1947 à une série d'expériences destinées à vérifier le mécanisme suivant lequel ces derniers auraient pu se produire (Pl. E, F, et G).

Il nous a semblé bon de partir du principe défini par CHOFFAT des pressions verticales exercées par le propre poids des sédiments superposés au complexe plastique infraliasique.

Nos expériences ont été précédées par une étude géologique détaillée de tout l'ensemble de l'aire typhonique de Caldas da Rainha, à la suite de laquelle nous pûmes tirer une série de conclusions qui sont venues étayer notre hypothèse sur l'origine de cette dernière.

a) Ce sont le sel et les marnes salifères de l'Infralias qui ont joué un rôle actif dans la formation des accidents typhoniques, les calcaires dolomitiques ayant subi les compressions transmises en se déformant, en se brisant et en se morcelant.

Ces calcaires sont du reste toujours intercalés dans les marnes, vers la partie supérieure du complexe. Il faut remarquer cependant que le massif calcaire environnant les mines de gypse entre Obidos et Caldas da Rainha pourrait être légèrement plus récent et pourrait appartenir au Sinémurien inférieur (?).

b) — L'absence d'une formation déterminée, entre l'Infralias et le Jurassique supérieur ne peut pas toujours être expliquée par une lacune sédimentaire, malgré la concordance apparente souvent observée entre ces derniers.

c) — Il n'y a pas recouvrement de l'Infralias par charriage ou par grand chevauchement de la part des formations jurassiques.

d) — Très souvent la vallée typhonique n'est pas limitée par des failles verticales comme on l'avait cru jusqu'ici.

e) — L'observation des contacts entre les marnes hettangiennes et les dépôts à faune marine pliocène, qui recouvrent ces dernières au centre de l'aire typhonique, a montré que souvent ces contacts étaient très inclinés et parfois verticaux, les couches pliocènes se prouvant très fortement déformées par des remontées ou par des boursouflures des marnes talifères et gypsifères. Il y a donc eu, dans le cas des vallées typhoniques, une tectonique slastique qui s'est poursuivie depuis l'époque de leur formation jusque vers la fin du Pliocène.

De cette façon les faits observés nous ramènent dans les phénomènes diapiriques dont l'intervention a déjà été préconisée par le Prof. J. CARRINGTON DA COSTA. C'est en nous basant sur l'ensemble des connaissances précédentes que nous avons organisé la série d'expériences dont la description sommaire vient ci-après.

a) — Principes des expériences

Nous avons supposé l'existence de deux masses, l'une inférieure plastique, correspondant au complexe salifère infraliasique, l'autre supérieure résistante et d'une densité beaucoup plus élevée que la première, correspondant à l'ensemble des formations post-hettangiennes.

Utilisant les matériaux que nous avions sous la main, nous avons représenté les marnes et les argiles hettangiennes par de la vase saturée d'eau, donc relativement fluide.

Les formations post-hettangiennes (Jurassique, Crétacé et Tertiaire ont été représentées par un mélange durci de plâtre et de kaolin, mais pouvant se déformer sous l'action de la pression.

L'épaisseur relative du complexe supérieur n'a pas été reproduite, mais la compression verticale exercée par ce dernier sur le complexe plastique qui représentait l'Infralias a été réalisée par un supplément de charge placé à la surface de la couche supérieure de plâtre.

Les couches calcaires dolomitiques que l'on trouve intercalées à la partie supérieure du complexe infraliasique ont été figurées par de minces feuilles de papier.

Toutes les expériences ont été réalisées dans une caisse à savon, ce qui nous a permis de reproduire en petit, les phénomènes qui se seraient produits sur une tranche de vallée typhonique.

Plusieurs cas ont été successivement étudiés:

1 — Dans la première expérience (Pl. F, fig. 1) nous avons supposé que la rupture d'équilibre a été provoquée par une inégale distribution des sédiments de la couverture. C'est ainsi que les dépôts formés en A' et B' ont pu y produire des excès de charge, tandis que F où la couverture n'était formée que par la couche AB représentait un point de faiblesse.

Avec des charges suffisantes, des affaissements se produisent en A' et B' compensés par un soulèvement, suivi éventuellement par une rupture.

Un tel phénomène peut être en rapports directs avec les phénomènes de sédimentation, qui ont dû se produire pendant les va-et-vient des transgressions et des régressions marines ou encore avec les apports des matériaux de transport et de déjections sur les bords d'un continent.

2 — La montée des marnes a pu être provoquée ou simplement facilitée, selon l'idée de CHOFFAT, par l'existence d'une faille ou d'une fracture qui se serait formée à un moment déterminé. Les matériaux plastiques de l'Infralias, comprimés en profondeur par le poids des couches superposées, auraient trouvé de cette façon un point de sortie et en auraient profité pour s'y injecter en écartant et en soulevant les lèvres de cette fracture et en retroussant les couches de la couverture sur ses deux bords (Pl. F, fig. 2).

3 — Un résultat analogue au précédent aurait pu être atteint par l'action de l'érosion, si l'on suppose que celle-ci a pu entailler une zone déterminée, assez profondément pour qu'un point de faiblesse s'y déclare. L'accentuation du phénomène et notamment le creusement d'une large et profonde vallée d'érosion, aurait pu produire le déséquilibre.

A un moment donné, le seul poids des blocs A et B, aidé par la pression transmise par les argiles de l'Infralias en dessous du point de faiblesse, est capable de provoquer la rupture, avec sortie des matériaux plastiques en surface et redressement des couches sur les bords de la vallée typhonique ainsi formée (Pl. F, fig. 3).

4 — Deux cas spéciaux furent ensuite examinés, liés à des irrégularités du soubassement.

Dans le premier d'entre eux (Pl. G, fig. 4) il s'agit d'un gradin formé par le socle. Le poids de la couche AB provoque la compression du matériel sousjacent.

Le point de faiblesse, ici, se place audessus de la retombée du gradin. La couche AB en s'affaissant se déforme. Il y aura à proximité de C ou bien formation d'une flexure ou bien une rupture qui permettra aux marnes de monter jusqu'à la surface du sol.

Ce résultat peut être accentué par un mouvement vertical de l'un des compartiments du substratum ou encore par un excès de charge en A, par suite de l'accumulation, en ce point, de sédiments de transgression ou de transport.

Il semble que le cas de la vallée typhonique de Rio Maior remplisse ces conditions.

Dans le deuxième cas (Pl. G, fig. 5) on suppose l'existence d'un horst formé par le substratum et noyé dans la masse de sédiments plastiques. Les résultats de la compression par les couches de la couverture sur la masse plastique sous-jacente, seront comparables à ceux de l'expérience précédente, mais ici il y aura rupture de chaque côté du horst, si ce dernier est étendu et seulement une seule audessus, s'il est peu large.

Cette expérience vérifie assez exactement l'hypothèse émise par de Margerie et Heim, avec la différence que ces derniers avaient supposé l'existence d'un bloc central qui se serait surélevé en coin, provoquant la mise en relief d'un anticlinal central qui, par érosion, aurait donné la vallée typhonique. Dans le cas présent nous supposons, au contraire, que le bloc central n'a pas bougé mais que ce sont les deux compartiments contigus à ce dernier qui se sont affaissés, le résultat final sur la déformation de la couverture restant le même dans l'un et l'autre cas.

5 — La dernière expérience suppose un plissement tangentiel pur et simple (Pl. G, fig. 6). Par suite de la compression latérale, la couche AB se plisse tandis que la masse plastique profonde se déplace en remontant vers le sommet des anticlinaux. Les couches plastiques, profitant des ruptures qui se produisent dans les couches de la couverture, s'y injectent et remontent ainsi jusqu'à la surface, en servant de lubrifiant dans les phénomènes de chevauchement ou même de charriage.

b) — **Remarques sur les résultats obtenus**

Les expériences citées avaient pour but de vérifier la théorie de P. CHOFFAT selon laquelle il était possible d'attribuer la formation des accidents typhoniques à la compression verticale exercée par les couches jurassiques et crétacées sur les formations plastiques de l'Infralias, représentées par les marnes de Dagorda.

On s'est demandé à plusieurs reprises si le seul poids des couches jurassiques et crétacées était suffisant à lui seul pour provoquer une compression capable de déformer le complexe infraliasique, ou bien si l'on devait au contraire faire appel à l'intervention directe des mouvements d'ordre tangentiel.

Comme on a pu s'en rendre compte, CHOFFAT n'a fait que poser le problème, en faisant remarquer qu'il existait des cas encore difficiles à expliquer. L'étude des accidents typhoniques a montré que certains d'entre eux pouvaient avoir été formés grâce aux compressions latérales. Ceci a été clairement défini par C. FREIRE DE ANDRADE. Pour d'autres, ces compressions n'ont eu qu'un rôle secondaire. En dernier lieu la formation des accidents typhoniques a eu comme conséquence, elle même, de provoquer des compressions, qui se propagèrent aux régions voisines en y faisant naître des accidents de moindre importance.

Comme on le voit, le problème est complexe et nécessite une discrimination dans chacun des cas étudiés.

Sans rechercher les lois basées sur des données d'ordre numérique, nos expériences eûrent pour but l'étude des phénomènes de plissement qui pouvaient résulter d'une compression verticale, exercée par une couverture peu déformable sur un complexe essentiellement plastique. Plusieurs cas ont été envisagés.

Dans la première expérience nous avons étudié le cas d'une inégale distribution de charges à la surface du matériel plastique.

Comme il est facile de s'en rendre compte, la couverture jurassique et crétacée a une épaisseur variable. Ses éléments constituants sont irrégulièrement distribués. Certaines régions comportent d'épaisses séries calcaires. D'autres sont recouvertes par des sédiments détritiques, sables, grès ou conglomérats. Il est évident, dès lors, que le poids de la couverture n'est pas le même partout. Les pressions que cette dernière exerce sur les formations plastiques de l'Infralias sont inégales d'un point à l'autre. Il y aura ainsi des différences entre les pressions externes (poids) et les pressions internes, qui auront pour résultat des cisaillements de la couverture.

Aux endroits où celle-ci sera plus épaisse, les pressions exercées seront plus grandes. Elle aura donc tendance à s'affaisser. Par contre coup la masse plastique comprimée en profondeur, aura tendance, ailleurs, à soulever la couverture en donnant des bombements anticlinaux aux points où l'épaisseur de cette dernière sera faible.

La progression du phénomène donnera lieu à une accentuation de ces bombements qui, suivant les circonstances, pourront subir des ruptures et qui dans tous les cas seront entamés par l'érosion. La conséquence finale sera une extrusion du noyau plastique et la formation d'une aire typhonique ou bien d'un diapir.

Dans la première expérience réalisée, de fortes pressions verticales ont été exercées aux deux extrémités de la caisse où la couverture s'est alors affaissée en provoquant du même coup un déplacement de la masse plastique vers la zone centrale. L'afflux de cette dernière vers le centre, où la pression exercée par la couverture était très faible, a provoqué un soulèvement de celle-ci en donnant un bombement anticlinal.

La couche superficielle de plâtre était dans une certaine mesure rigide, aussi l'augmentation des pressions sur les côtés a provoqué une accentuation du pli central et comme conséquence, une rupture du plâtre par déchirement irrégulier.

Les pressions continuant à s'exercer, les deux lèvres de la fracture obtenue se sont soulevées de plus en plus jusqu'à atteindre 50 à 60°.

Un tel résultat est en tous points comparable aux phénomènes qui se sont produits sur les bords de la vallée typhonique où l'on trouve les couches lusitaniennes et autres, redressées au contact des marnes de Dagorda.

Dans le complexe plastique sous-jacent, une très nette disharmonie de plissement a pu être observée. Les couches supérieures ont pu se plisser du fait qu'elles ont trouvé un point de sortie, après avoir réussi à soulever la couverture du plâtre. Au contraire les couches inférieures, comprimées de toutes parts, n'ont fait que transmettre les pressions reçues.

On se rend parfaitement compte que dans notre expérience il ne manquait, pour arriver à la formation d'une vallée typhonique, que l'effet de l'érosion entamant le sommet de l'anticlinal, pour l'ouvrir et pour le dégager. Il est parfaitement logique d'ajouter que dans ce cas spécial, plus l'attaque de l'érosion sera importante, plus il sera facile à la masse plastique de remonter vers la surface en exagérant l'anticlinal et en redressant de plus en plus les couches, sur les deux lèvres de la fracture.

Il semble qu'à partir de la naissance d'un accident typhonique, le développement de ce dernier doive se poursuivre à travers les temps, jusqu'au moment où les pressions initiales cessent de ce produire et quand la masse plastique comprimée ayant fini par sortir, la couverture vient reposer directement sur le substratum profond.

Nous venons de voir que dans la première expérience le déchirement de la couverture n'était que la conséquence de l'exagération d'un pli anticlinal consécutif à de fortes pressions verticales, exercées aux deux extrémités de l'assise, la formation de ce pli anticlinal devant être attribuée à une inégale distribution des charges et donc des pressions exercées à la surface du complexe plastique. Au contraire, dans la deuxième expérience, nous avons envi-

sagé le cas où le point de faiblesse de la couverture était représenté par une fracture initiale. Le résultat obtenu fut différent du premier.

Au lieu de former un bombement anticlinal par déformation, les deux blocs de plâtre de la couverture ont subi, chacun de leur côté, un mouvement de bascule. Ils se sont affaissés aux points où la compression s'est faite sentir et se sont relevés au voisinage de la fracture primitive, c'est à dire du point par où les matériaux plastiques sous-jacents pouvaient s'élever.

Dans le premier cas la déformation de la couverture, avant rupture, fut progressive. Dans le deuxième cas la rupture était déjà faite dès le début. Il y avait donc pour le matériel plastique un point d'échappement tout préparé.

Le déplacement de la masse plastique en direction de la zone centrale fut rapide. Elle put s'injecter dans la fracture primitive et remonter jusqu'à la surface en écartant les lèvres et en soulevant la couverture de plâtre dans son voisinage.

Il est intéressant de remarquer que ce phénomène se produisit en trois temps:

1 — A la suite de la compression exercée, la masse plastique s'est injectée dans la fracture dont elle a écarté les lèvres. Elle a soulevé la couverture et, après être sortie, elle s'est épanchée à la surface de cette dernière.

2 — La sortie d'un fort volume de matériel plastique a provoqué un affaissement d'ensemble de toute la couverture.

3 — Les deux blocs de la couverture ont repris leur position inclinée, obtenue pendant le premier temps. A la fin de l'expérience, une vallée typhonique se trouvait réalisée, limitée sur chacun des bords par les lèvres de la fracture primitive.

Dans la troisième expérience, nous avons étudié le cas où le point de faiblesse initial de la couverture était représenté non par une fracture, mais par une vallée d'érosion qui aurait assez fortement entamé la couverture de plâtre pour la rendre peu épaisse sur son axe.

Le phénomène observé fut comparable aux expériences précédentes. Sous l'action de la compression, il s'est d'abord produit un bombement anticlinal au centre, puis une rupture par déchirement dans le fond de la vallée d'érosion. Le matériel plastique jaillit alors en écartant les deux lèvres de la fracture produite et en arrachant des fragments de la couverture sur ses deux bords.

Le déchirement s'est fait d'une façon irrégulière. La surface d'affleurement du matériel plastique à la fin de l'expérience était jonchée de fragments de plâtre arrachés.

En dehors de ce phénomène principal, la couverture de plâtre s'est rompue en plusieurs autres points, déformée par le retroussement des deux lèvres de la déchirure centrale. Le bloc qui était en train de se redresser a poursuivi son mouvement, tandis que le reste de la couverture ne l'a pas suivi. Il y eût donc séparation des deux blocs en profondeur, suivie par une injection et par un remplissage, par le matériel plastique, de la cavité ainsi formée.

On se rend parfaitement compte qu'au cas où l'expérience aurait été poussée plus avant, la fracture aurait atteint la surface et la masse plastique y serait apparue.

Le matériel plastique comprimé est remonté au cours de la troisième expérience avec plus de violence, ce qui fait que le papier qui séparait les couches B et C a été rompu et redressé à la verticale par la masse plastique qui remontait.

Ce phénomène est à retenir, car il représente et explique la présence et la position des nombreux sommets calcaires ou dolomitiques que l'on trouve au milieu des diverses vallées typhoniques et qui possèdent toujours de très fortes inclinaisons.

Dans la quatrième et la cinquième expériences, l'élément essentiel que nous avons fait intervenir fut la forme du substratum. En effet, dans les expériences précédentes, nous avions supposé un socle horizontal ou légèrement ondulé. Au contraire dans les deux expériences citées, nous avons envisagé, en dessous des formations déformables, l'existence d'un horst en marche d'escalier.

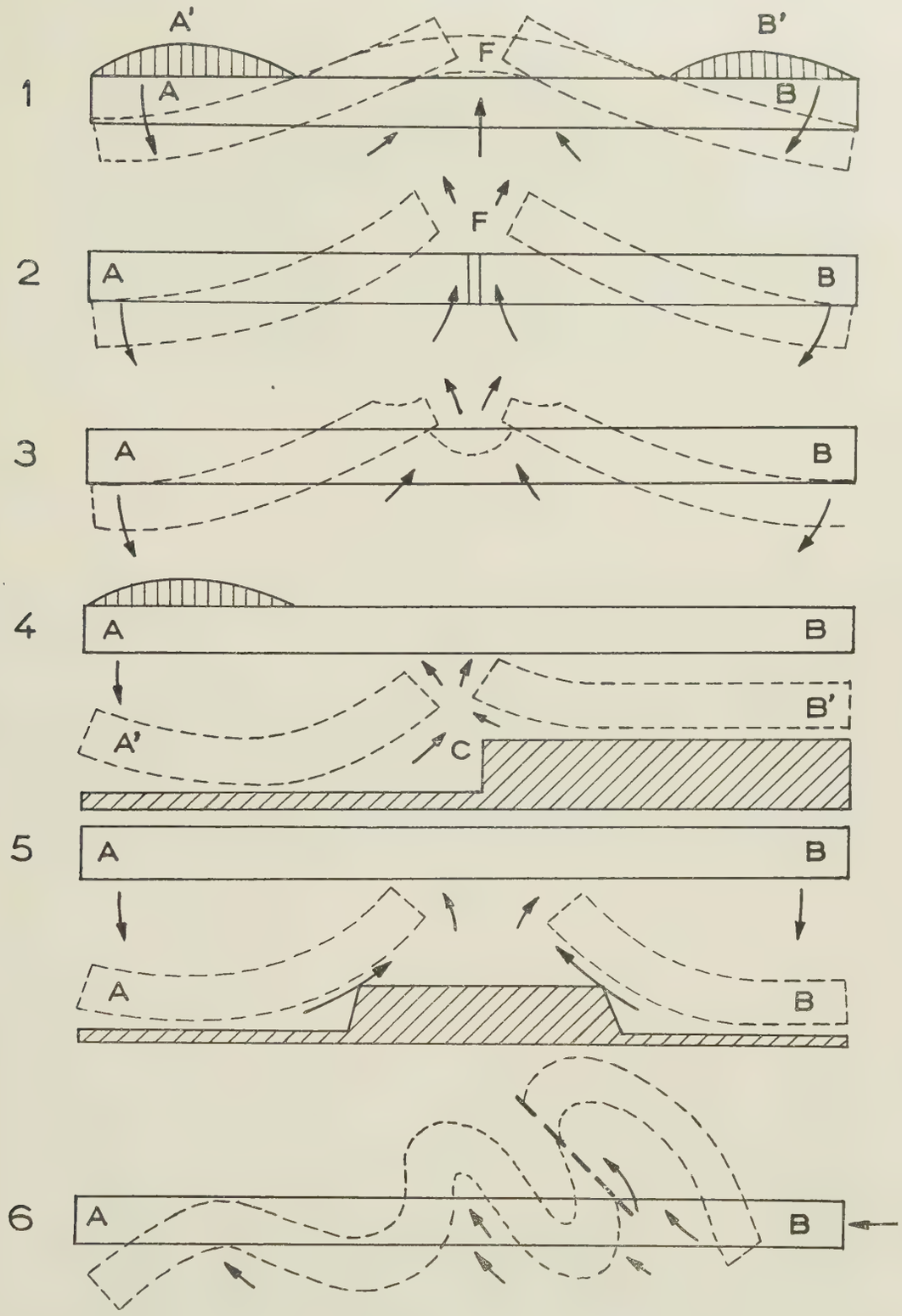


Fig. 1-6 — Schémas théoriques des expériences

PLANCHE F

Fig. 1 — Résultats de la première expérience. Compression aux deux extrémités pour simuler une inégale distribution des sédiments de la couverture.

Fig. 2 — Résultats de la deuxième expérience. Conditions semblables à celles de l'expérience précédente mais avec l'existence d'une fracture centrale préexistente dans la couverture.

Fig. 3 — Résultats de la troisième expérience. Conditions semblables à celles de la première expérience, mais avec l'existence d'un amincissement central de la couverture par le déblaiement d'une «vallée d'érosion».

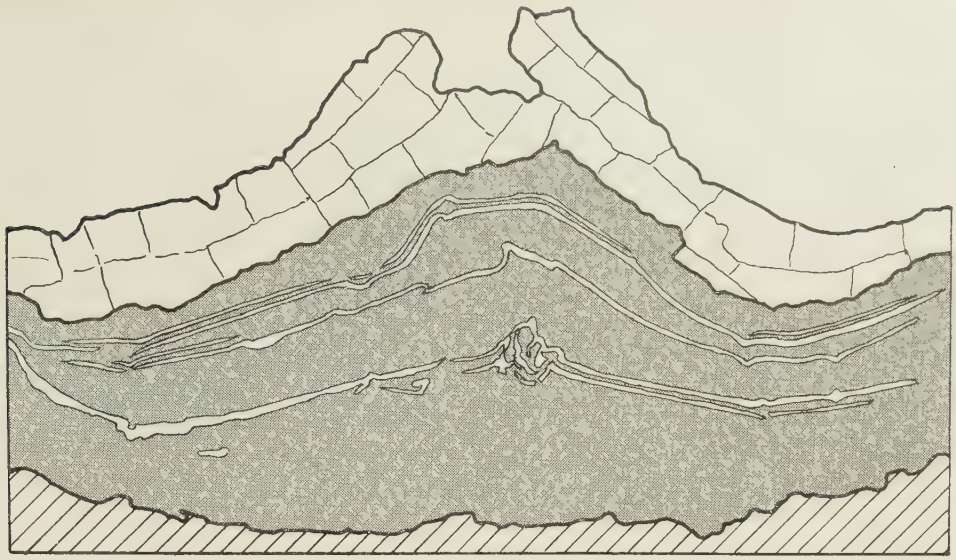


FIG. 1

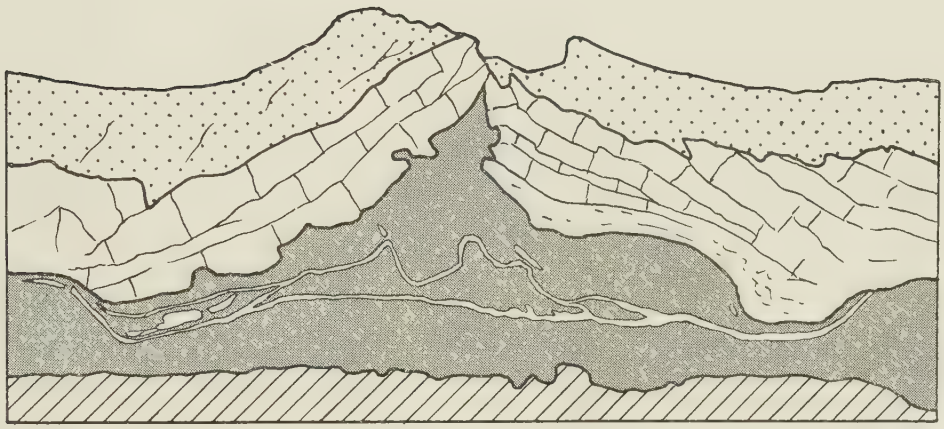


FIG. 2

J. Mourão, des.

FIG. 3

PLANCHE G

Fig. 4 — Résultats de la quatrième expérience. Cas supposé de l'aire typhonique avec existence d'un gradin profond du substratum.

Fig. 5 — Résultats de la cinquième expérience. Cas du substratum formant un «horst» profond.

Fig. 6 — Résultats de la sixième expérience. Résultats d'une compression latérale en tenant compte d'une inégale distribution des sédiments de la couverture.

FIG. 4

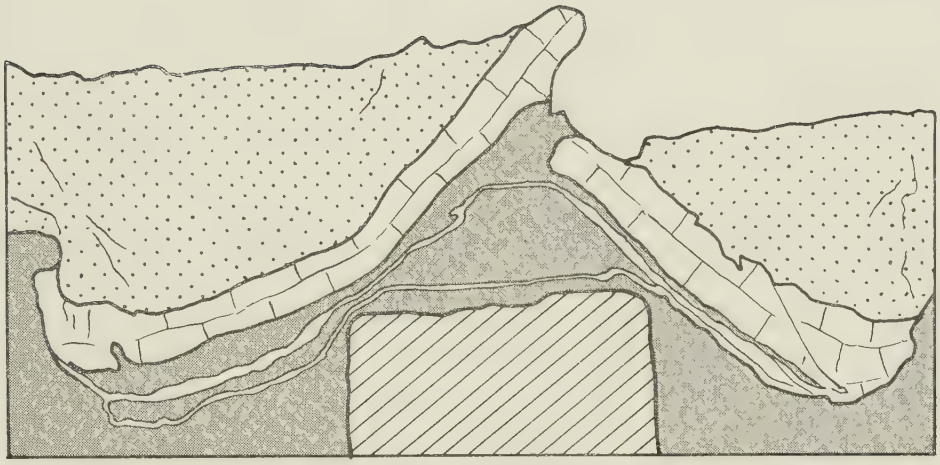
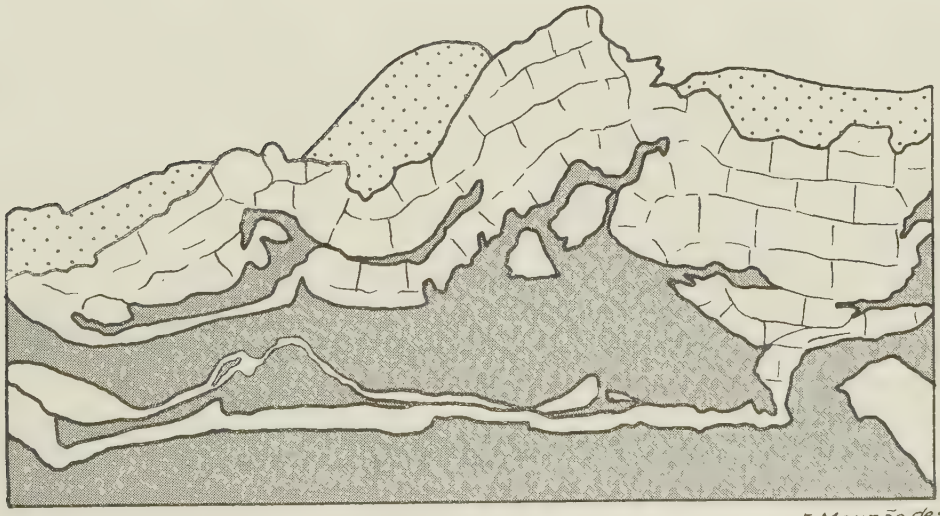


FIG. 5



J. Mourão, des.

FIG. 6

Les conditions réalisées rappelent les conditions géologiques observées dans la vallée typhonique de Fonte da Bica, au Nord de Rio Maior.

Dès que les poids furent placés à la surface de la couverture, celle-ci a commencé à faire pression sur la masse plastique sous-jacente, laquelle a cherché un point de sortie.

A gauche où l'épaisseur de matériel plastique était plus grande, mais où la charge était plus grande elle aussi, l'extrémité de la couche de couverture s'est affaissée progressivement. Elle s'est d'abord incurvée, puis a fini par rompre. Le matériel plastique a été chassé des deux côtés de la caisse vers le centre, en direction du point de rupture.

La sortie d'une grande portion de matériel plastique a eu pour effet de provoquer un affaissement plus ou moins en bloc de la couverture, située à droite de la fracture, tandis qu'à gauche de celle-ci, l'autre bloc s'affaissait inégalement en se déformant, son bord tendant à être relevé jusqu'à la verticale le long de la fracture en raison de la force ascensionnelle des matières plastiques comprimées.

Plusieurs observations sont à faire: le bord du horst s'est déformé légèrement en s'affaissant et en prenant, au point de retombée, une pente moins inclinée.

La rupture observée dans le bloc de couverture s'est produite inégalement d'un point à l'autre. Tandis qu'à l'une des extrémités la déchirure se produisit d'une façon très nette, les deux blocs de plâtre s'étant séparés sous l'action d'une sortie de matériaux plastiques, latéralement la rupture fut moins sensible.

Plus loin il y eût un passage insensible à une faille, puis à une flexure de moins en moins marquée.

Un des détails à retenir est que le bord gauche de la fracture est celui qui fut le plus redressé. On peut même ajouter que son retroussement a été tellement poussé qu'un commencement d'inversion s'est fait sentir.

Dans le cas de la cinquième expérience nous avons réalisé un phénomène identique à celui de l'expérience précédente avec la différence que le horst primitif a une largeur bien plus faible.

Un point spécial mérite cependant d'être signalé, c'est que l'affaissement des deux blocs de la couverture s'est fait irrégulièrement.

Comme il a été dit, ce dernier s'est fait en trois stades successifs:

1 — Tout d'abord la couche s'est affaissée de part et d'autre du horst, tandis qu'au centre elle s'est soulevée en anticlinal, dont l'axe coincidait avec celui du horst. La masse plastique sous-jacente s'est déplacée des deux extrémités de la caisse vers le centre, provoquant une accumulation en «B».

2 — L'excès de charge a provoqué la rupture de la couche de plâtre avec redressement des deux bords de la fracture produite.

3 — Après sortie d'une grande partie du matériel plastique il y eût un nouvel affaissement irrégulier de la couverture, la sortie du matériel plastique ayant été plus lente d'un côté que de l'autre. Le résultat fut que la lèvre gauche de la fracture eût tendance à chevaucher la droite.

La dernière expérience eût pour but d'étudier la compression latérale sur un milieu en tous points identique aux précédents.

A la suite d'une compression forte et progressive, réalisée de la droite vers la gauche, la couverture s'est fracturée avec tendance à se plisser. Elle a donné des anticlinaux précisément aux points où elle était plus mince, donc où la compression verticale était moindre.

Le fait intéressant est que la couche de couverture s'est rompue au sommet des anticlinaux en se renversant par endroits sur les zones où l'épaisseur des couches et donc aussi la compression verticale, étaient plus grandes. On a pu observer de cette façon, des inversions de couches.

D — APPLICATION DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX À L'ÉTUDE DE LA VALLÉE TYPHONIQUE DE CALDAS DA RAINHA

La vallée typhonique de Caldas da Rainha est de tous les accidents du même genre, l'un de ceux qui présentent le plus d'intérêt du point de vue tectonique. Les accidents observés dans cette région sont de deux types:

a) — L'accident typhonique proprement dit (aire typhonique) avec ses contacts anormaux longitudinaux.
b) — Les failles et les décrochements transversaux.

a) — L'aire typhonique

En nous fondant sur les résultats expérimentaux obtenus nous pouvons nous demander maintenant auquel des six cas décrits nous devons rattacher l'origine de l'aire typhonique.

L'étude de la sixième expérience, réalisée avec l'emploi d'une compression latérale, montre que l'intervention exclusive d'un phénomène de cet ordre est à écarter. En effet le résultat d'une telle compression serait de provoquer la formation pure et simple d'anticlinaux ou de bombements, dans lesquels les calcaires bathoniens et lusitaniens joueraient le principal rôle en tant que «couches compétentes». Nous connaissons plusieurs massifs comme les Serras d'Aire, de Candieiros et de Monte Junto, dont l'origine pourrait être éventuellement expliquée de cette manière.

Pour arriver à la formation d'une vallée typhonique à partir de tels plissements il faudrait qu'il y eût ensuite un arasement total des voûtes ainsi produites.

L'étude géologique de l'aire de Caldas da Rainha a prouvé que le rôle des compressions et des distensions y fut tout autre.

Nous devons écarter de même, le cas de la première expérience où la voûte anticlinale s'est formée simplement sur un point où la couverture était plus mince, donc offrant une moindre résistance aux pressions transmises par le matériel plastique profond, comprimé dans les régions voisines sous le poids de sédiments plus épais. En effet la distribution des formations mésozoiques de la région semble suffisamment homogène pour ne pas être considérée comme la cause d'un tel phénomène.

Il n'est pas non plus possible de faire appel au cas de la quatrième expérience, qui s'appliquerait par contre assez bien à l'aire typhonique de Rio Maior. Celui de la cinquième conviendrait en théorie. Mais il faudrait alors envisager en profondeur l'existence d'un horst allongé dans le sens NE-SW et présentant des irrégularités dans le sens transversal. Cela pourrait être le cas de l'anticlinal salifère de Campo, au Nord-Ouest de Caldas da Rainha, formé après le Pliocène inférieur et situé au milieu de la vallée typhonique.

Cependant rien jusqu'à présent n'est venu confirmer l'existence d'un horst profond sur l'emplacement de l'aire typhonique de Caldas da Rainha et les trois sondages qui ont été réalisés au cours des recherches de sel-gemme ne l'ont pas atteint, bien que l'un d'eux soit descendu jusqu'à 1.035 m.

En procédant par élimination, nous voyons que les causes probables de la formation de l'aire typhonique de Caldas da Rainha sont celles qui ont été étudiées dans la deuxième et dans la troisième expériences.

Dans le premier cas un accident tectonique initial, probablement une faille, aurait rompu les couches de la couverture jurassique, en permettant la remontée du matériel plastique profond. Dans le deuxième, la rupture se serait produite par déchirement du fond d'une large et profonde vallée d'érosion, qui devait constituer en raison de ses dimensions, une zone de faiblesse dans la couverture.

L'étude de la région de Caldas da Rainha nous a montré que les mouvements de remontée du matériel plastique se sont produits d'une façon prolongée, mais qu'il est possible d'y distinguer deux époques de paroxisme maximum, peut-être attisées par des mouvements tangentiels. La principale est antérieure au Pliocène inférieur et l'autre au contraire postérieure à celui-ci. Cependant, les mouvements de surrection de l'aire typhonique ont commencé à une époque beaucoup plus ancienne, probablement pendant le Dogger ou bien pendant le début du Lusitanien.

Comme nous l'avons dit, le ravinement du noyau infraliasique, antérieure au Pliocène, a été très prononcé. Il a été probablement accompagné et surtout suivi par des mouvements du continent qui ont permis à la mer pliocène d'envahir les dépressions creusées par l'érosion et de noyer une partie de la région qui avoisine le littoral. La profondeur de cette mer n'a pas été grande car ses dépôts sont franchement littoraux et passent latéralement à des sédiments de transport continental.

Sur le flanc occidental de la vallée et notamment à Salir do Porto, on voit nettement que le soulèvement des bords de l'aire typhonique s'est poursuivi jusqu'à la fin du Pliocène inférieur et même après, car les dépôts pliocènes marins y sont déformés et plongent en direction du centre de la vallée.

Les phénomènes d'érosion qui ont modelé la région ont eu également deux périodes d'intensité maximum. La plus ancienne est probablement pontienne. A cette époque le noyau hettangien de l'aire typhonique fut raviné et la région préparée pour recevoir la transgression pliocène.

La deuxième phase érosive a commencé avec le retrait de la mer pliocène. C'est elle qui a recreusé toute la région de Caldas pour lui donner son aspect définitif de vallée.

S'il en est ainsi, ont peut tout naturellement se demander quelles sont les preuves concrètes pour croire à l'existence d'une vallée primitive, plus ancienne, qui aurait été l'une des causes de la formation de l'accident typhonique. Or il n'y en a point. Le cas de la troisième expérience semble donc être inapplicable pour l'accident de Caldas, faute de preuves suffisantes.

Comme nous le voyons, la seule cause probable et logique de la formation de l'aire typhonique est celle que nous avons fait intervenir dans la deuxième expérience, c'est à dire d'un accident tectonique préexistant, d'accord en cela avec la théorie émise par PAUL CHOFFAT.

Au contraire le travail de creusement de l'érosion à diverses époques n'a dû avoir comme conséquences que d'aviver et de provoquer une reprise momentanée des phénomènes de style diapirique, par diminution localisée de la pression extérieure.

En admettant donc qu'une fracture initiale ait rompu la couverture jurassique, très probablement elle n'a dû affecter que les couches de la couverture et particulièrement les couches dures (compétentes), tandis qu'en profondeur elle devait se perdre dans le complexe plastique argilo-salifère.

Tout vestige de cette fracture a été effacé par la compression et la sortie des matériaux infraliasiques et par l'érosion des temps plus récents.

Ceci étant dit, si nous considérons le détail des contacts visibles entre les formations jurassiques des bords de la vallée typhonique et les marnes rouges infraliasiques, nous constatons que sur la bordure orientale de l'aire, ces dernières sont en contact tantôt avec les dépôts calcaires, tantôt avec les dépôts gréseux supérieurs du Lusitanien.

Au contraire sur la bordure occidentale un élément de plus: le Dogger (Bajocien, Bathonien et peut être Callovien) vient s'intercaler dans la zone de contact à l'Est de Foz do Arelho.

La position de ces formations nous fait rejeter comme nous le verrons, l'idée d'une lacune stratigraphique en d'autres points de l'aire où son absence a été observée. Ajoutons

encore qu'en certains points des deux bordures de l'aire, on a l'impression que la remontée des marnes s'est faite verticalement, le long de leur contact avec le Jurassique, tandis qu'en d'autres il apparaît avec netteté, grâce à l'érosion des vallées transversales, que les marnes se trouvent directement sous-jacentes au Jurassique et qu'elles sont sorties obliquement et parfois presque horizontalement d'en dessous de ce dernier.

L'étude des diverses expériences nous a montré que la sortie du matériel plastique se faisait en plusieurs temps.

Après rupture initiale de la couverture, elle se faisait d'une manière particulièrement active. Le départ de masse provoquait ensuite un affaissement inégal des deux lèvres de la fracture et ceci permet d'expliquer le fait que l'un des bords de la vallée voit affleurer toute la succession des couches jurassiques tandis que sur l'autre, par suite de l'affaissement plus grand, on ne rencontre que les formations les plus récentes de la série.

Ceci est particulièrement net sur la coupe transversale NW-SE passant par Zambujeiro et Caldas da Rainha. En effet à l'Ouest on note la présence d'une série allant du Bathonien au Kimmeridgien (le Bathonien y étant en contact avec les marnes de l'Infralias) au contraire à Caldas da Rainha, les termes inférieurs de la série n'affleurent point, mais on sait que les calcaires lusitaniens, qui y disparaissent localement, subsistent en profondeur.

Il est donc très possible que les calcaires bathoniens y existent eux aussi, mais conservés plus profondément encore.

D'une manière générale la sortie des marnes infraliasiques a été intense et prolongée. Il est souvent possible d'observer dans la zone de contact avec les marnes, les formations jurassiques en position très redressée et brisées.

Les couches sont parfois retroussées et peuvent être même renversées. Très souvent on note dans la zone de contact, l'existence de brèches, de mylonites et d'argiles verdâtres d'altération, analogues à celles que l'on rencontre dans les remplissages de failles. Souvent, comme à Leiria, on a pu y observer des blocs de calcaires jurassiques arrachés et englobés dans les argiles. Ailleurs, comme à Famalicão, on trouve de la même façon de grands lambeaux de calcaires entrainés avec les marnes et subsistant sous la forme d'îlots au milieu de l'aire typhonique.

Tous ces phénomènes sont parfaitement normaux et caractéristiques de la tectonique salifère.

De même il est très facile d'expliquer le redressement des couches de la couverture dans la zone de contact et la dissymétrie des deux bords de l'aire typhonique, comme il a été démontré dans les expériences décrites ci-dessus.

D'après ce qui vient d'être vu dans les pages précédentes, il semble qu'à l'heure actuelle le mécanisme de la formation des aires typhoniques soit établi dans ses grandes lignes, au moins pour celle de Caldas da Rainha. Les doutes que l'on pouvait avoir sur ce sujet ont disparu depuis qu'une étude géologique détaillée a pu être faite, accompagnée par l'exécution d'une série de sondages profonds. Contrairement à ce que l'on pouvait en penser, ces derniers ont montré que le complexe plastique des marnes salifères et gypsifères de l'Infralias est intensément plissé en profondeur.

Dans les sondages qui ont été faits jusqu'ici, l'un dans la région de Leiria, deux dans celle de Rio Maior et trois dans celle de Caldas da Rainha, on a toujours trouvé de très forts pendages. Tandis que les emplacements choisis montraient en surface des couches peu inclinées, celles-ci l'étaient infiniment plus en profondeur. L'inclinaison observée pour un même sondage a parfois montré des variations assez grandes, pouvant passer de 40° à 80° pour revenir ensuite à 50° et reprendre plus bas des inclinaisons de nouveau plus fortes.

Récemment la certitude de l'existence de phénomènes de style diapirique a pu être nettement établie après l'étude des divers contacts entre les marnes infraliasiques et les dépôts pliocènes qui, dans bien des cas, ont été déformés et même redressés jusqu'à la verticale.

Par ailleurs la présence même de sel-gemme, qui auparavant n'avait été donnée uniquement que comme possible, par suite de l'existence de sources salées, a pu être vérifiée en profondeur par une série de sondages.

Avant d'achever ce chapitre il nous reste à dire quels ont été le rôle et l'influence des pressions tangentielles sur les aires typhoniques.

Ainsi qu'il a été dit ailleurs, le Portugal occupe la façade occidentale du massif ibérique et pour cette raison se trouve constitué par un socle paléozoique et cristallin ancien, fracturé et divisé en compartiments, représentés essentiellement par des «horsts» et par des «grabens».

Le long du littoral, certains de ces compartiments ont été recouverts par des formations secondaires et tertiaires dont beaucoup ont été déformées postérieurement à leur dépôt.

Les grands mouvements tels que les plissements alpins n'y ont eu que des influences indirectes. Leur effort se transmettait de proche en proche par le jeu des divers compartiments faillés.

Ce sont les pressions exercées par ces derniers les uns contre les autres et aussi les phénomènes de subsidence observés dans les bassins tertiaires qui ont provoqué le plissement des formations secondaires et tertiaires de Serra de Arrábida, Serra de Montejunto, Serra d'Aire, etc.

Aussi sans diminuer en rien l'influence des grands phénomènes orogéniques secondaires et tertiaires nous devons attribuer les déformations observées au Portugal surtout à des effets de tectonique locale, parmi lesquels le jeu de la flexure continentale a certainement eu sa part, notamment pendant le Pliocène.

b) — **Les failles et les décrochements transversaux**

Dans la région de Caldas da Rainha nous avons observé l'existence, sur la bordure de l'aire typhonique, de deux directions d'accidents: les uns NE-SW et les autres, les plus nombreux, NW-SE. Il s'agit donc d'un réseau orthogonal.

Cependant une observation plus rigoureuse montre qu'il s'agit non pas d'un, mais de deux réseaux orthogonaux qui se superposent presque, mais qui sont cependant d'âges différents.

Il semble que les accidents les plus nombreux, comme les plus récents soient contemporains du Pliocène supérieur. Ce serait le cas notamment de la zone de fractures de S. Martinho do Porto, étudiée par C. Freire de Andrade [1937-38], dont l'orientation est sensiblement NNW-SSE et aussi ceux de la zone de fractures de Foz do Arelho qui a provoqué le rebroussement des plis près de Nadadouro.

Au contraire il existe une autre direction de fractures qui est franchement NW-SE et qui, tout en ayant joué à la même époque que les précédentes, semble être plus ancienne. A ce dernier groupe appartient l'accident qui a permis la mise en place du filon doléritique de Gaeiras, qui mérite une référence spéciale.

Si l'on étudie le filon, on se rend compte qu'il traverse très nettement le contact limite de l'aire typhonique.

A l'Ouest de ce dernier il peut être observé au milieu des marnes hettangiennes. A l'Est on le suit au milieu du Jurassique où il s'effiloche, se subdivise et présente même sur son passage une cheminée, accompagnée par une brèche. Il est hors de doute que ce filon soit postérieur à la formation de l'aire typhonique. Or si l'on compare sa direction avec celle des autres accidents connus dans la région de Lisbonne et dans celle plus méridionale de Vale do Sado, on constate qu'elle correspond à la direction des accidents anté-oligocènes. La mise en place du filon serait au plus tard éocène.

Il semble qu'une phase éruptive et filonienne intense ait existé à la fin du Jurassique. On connaît en diverses régions (Vermoil, Rio Maior, etc.) des filons coupant le Jurassique

supérieur (Lusitanien) et s'arrêtant au contact du Crétacé inférieur. Ils datent donc très probablement du Kimmeridgien ou du Portlandien.

Si ceci était exact, il faudrait situer la phase principale de surrection de l'aire typhonique de Caldas da Rainha un peu avant la mise en place de ces filons.

La roche basique du filon de Gaeiras n'est du reste pas la seule roche éruptive qui existe dans la région d'Obidos et de Caldas da Rainha. Nous y trouvons, comme nous l'avons dit précédemment, un grand nombre de filons et de pointements doléritiques en rapport avec la constitution de l'aire typhonique. Ces venues semblent être plus anciennes que celles de Gaeiras. L'explication des rapports qui existent entre ces roches et la tectonique de l'aire typhonique n'est pas encore entièrement élucidée. De cette façon bien des hypothèses sont permises encore.

L'observation a montré que les roches doléritiques existent dans la presque totalité de saires typhoniques importantes. Nous connaissons par ailleurs les références relatives à la présence de roches plus ou moins semblables dans presque toutes les régions salifères comme par exemple en Afrique du Nord et sur le versant Nord des Pyrénées (ophites). Elles s'y trouvent presque toutes en relation avec des affleurements de marnes triasiques. Il semble donc que dans l'un comme dans l'autre cas, ces roches soient liées à la présence d'accidents de type typhonique ou diapirique.

Nous savons que les magmas éruptifs sont comparables, dans un sens aux masses plastiques d'argiles salifères comprimées en profondeur. Trouvant des points de faiblesse et des fractures de l'écorce terrestre, ils en profitent pour venir jusqu'à la surface. Il est donc logiquement permis de penser que d'une part, la formation de grandes fractures et d'autre part la sortie vers la surface de grandes masses de matériel infraliasique ont provoqué la formation de zones de faiblesse dans l'écorce, facilitant du même coup la sortie des magmas éruptifs plus profonds.

En terminant ce chapitre nous dirons pour conclure et bien qu'un certain nombre de problèmes d'ordre secondaire ne soient pas encore entièrement résolus, que l'origine des phénomènes typhoniques est maintenant bien démontrée.

Les accidents de cet ordre, quoiqu'ayant été déclanchés par des mouvements tangentiels, sont essentiellement dûs à la tectonique gypso-salifère.

Pour ce qui concerne la formation de l'aire typhonique de Caldas da Rainha, dont nous venons de parler ci-dessus et qui très probablement a commencé à se former pendant le Lusitanien, le schéma général que l'on peut en donner à la lumière des connaissances actuelles est le suivant:

1.º — A la suite de mouvements tangentiels, des fractures se produisirent qui affectèrent spécialement les couches plus rigides de grès et de calcaires de la couverture, tandis qu'elles s'estompaient dans les formations argileuses plus profondes, plus tendres et plus plastiques.

2.º — Profitant des fractures produites dans la couverture et des points de faiblesse qui s'y étaient déclarés, le matériel salifère plastique, comprimé en profondeur, est remonté vers la surface en soulevent les couches superposées, en achevant de les rompre et en s'injectant dans leurs fissures. La mise en place des dolérites aurait suivi ce bouleversement.

3.º — La montée des argiles salifères et gypsifères aurait dû progressivement diminuer et s'arrêter au moment ou un nouvel équilibre aurait été atteint. Mais il semble qu'il n'y ait pas dû y avoir arrêt complet du phénomène pour deux raisons:

a) Par suite de l'érosion progressive qui s'est exercée sur le bombement précédemment formé et qui a transformé l'aire

typhonique en vallée typhonique. En effet l'érosion entamant les couches de la couverture, a élargi de plus en plus la déchirure initiale, facilitant la remontée et la sortie en surface du matériel plastique. De cette façon les époques de régression marine, doivent correspondre à des périodes de renouveau dans l'activité des phénomènes typhoniques.

Au contraire les phases de transgression marine comme par exemple le Pliocène inférieur sont contemporaines d'un ralentissement ou même d'un arrêt momentané de ces derniers.

b) Des compressions tangentielles locales sont intervenues à certaines époques pour redonner, elles aussi, de l'activité à la remontée des matériaux plastiques, donc aussi de l'accroissement de la tuméfaction produite.

Comme on l'a vu précédemment, ces phénomènes se sont continués après le Pliocène, dont les dépôts ont été déformés ou soulevés par des phénomènes de tectonique salifère. Ils se poursuivront très probablement, encore dans les temps futurs.

Ceci étant dit, on pourra chercher à expliquer la situation de l'aire typhonique dans le cadre général de la tectonique de l'Estremadure. Les études par nous réalisées, dans la région de Caldas da Rainha et dans celle de Rio Maior et de Serra dos Candeeiros, nous ont montré une série de faits particulièrement intéressants et qui méritent une étude plus complète.

1.º — Du point de vue géologique il est certain que, des deux flancs de l'aire typhonique de Caldas da Rainha et de Serra de El Rei, c'est le flanc Sud-Est qui présente des séries jurassiques plus régulières et surtout beaucoup plus épaisses. Ce fait indique donc, ainsi qu'il a été dit plus haut, que toute la région située au Sud-Est et à l'Est de l'aire typhonique correspondait autrefois à un bassin allongé du NE au SW et ayant subi à divers moments, des mouvements de subsidence, tandis que les aires typhoniques se soulevaient.

2.º — A l'Ouest et au Nord-Ouest, ce bassin devait être limité soit par un continent ancien, soit par une sorte de plateau sous-marin plus élevé, cristallin en cristallophyllien et dont les îlots de Berlenga et de Farilhões ont dû faire partie. La vallée sous-marine de Nazaré a peut être être été excavée à sa surface.

Un tel massif ancien était déjà individualisé au Lias car on retrouve dans les terrains de cet âge de la région de Peniche des galets de granite de Berlenga.

3.º — L'aire typhonique de Caldas da Rainha semble se placer dans la zone de l'ancienne flexure littorale séparant le bassin de ce plateau occidental.

4.º — Le bassin était limité à l'Est par l'ancien littoral de la Meseta, qui devait passer à l'Ouest de Tomar, de Rio Maior, de Alenquer, de Vila Franca de Xira (schistes anciens du sondage de Montalegre), de Pinhal Novo, de Palmela et de Setúbal.

5.º — Si l'on considère la position des accidents typhoniques et diapiriques de Batalha, Porto de Moz, Fonte da Bica (Rio Maior), Pinhal Novo, etc., il serait logique de penser qu'ils se placent dans la zone voisine de l'ancien rivage ou de l'ancienne flexure littorale séparant le bassin du continent situé plus à l'Est.

6.º — L'observation des accidents tectoniques et des déversements des plis dans les deux zones correspondant à l'aire typhonique de Caldas da Rainha et à celle de Serra dos Candeeiros, montre que les déversements se font ici et là en sens contraire.

Dans l'aire typhonique de Caldas da Rainha, la partie la plus régulière et peut être la plus «affaissée», correspond au flanc oriental de l'aire. Au contraire la partie la plus déformée, où l'on observe des couches relevées à la verticale et parfois retroussées vers le NW (Famalicão) correspond toujours au flanc occidental de l'aire. Il semble donc y avoir eu dans cette region, une poussée de l'Est vers l'Ouest.

Si l'on considère le cas des accidents typhoniques de l'alignement, Batalha, Porto de Moz, Rio Maior on voit au contraire que les plis sont déversés vers l'Est et le Sud-Est. Des relèvements très forts sont parfois visibles sur le flanc Est et Sud-Est de ces accidents.

7.º — Tout fait croire ainsi à l'existence, jusqu'au Lusitanien inférieur, d'un fossé ou bien d'un synclinal d'orientation NE-SW (synclinal mesozoïque portugais de CHOFFAT) ayant subi à diverses reprises des phénomènes de subsidence et d'approfondissement qui ont conduit à l'accumulation d'une série de sédiments, épaisse en son centre et moindre sur ses bords.

8.º — Les formations déposées dans le synclinal cité ont subi, ultérieurement, des compressions tangentielles latérales. Par ailleurs l'accumulation d'une grande épaisseur de sédiments au dessus des formations infraliasiques, déposées dans le fond du synclinal a du provoquer une forte

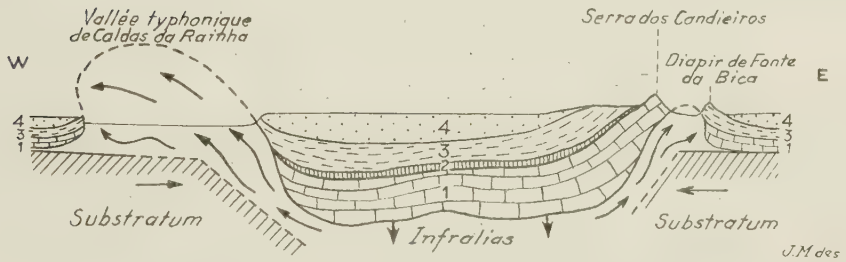


Fig. 2 — Profil théorique montrant la position des vallées typhoniques de Caldas da Rainha et da Fonte da Bica (Rio Maior).

1 — Lias et Dogger;

2 — Couches de Cabaços (Oxfordien);

3 — Couches de Montejunto, Abadia, etc. (Lusitanien);

4 — Grès supérieurs à végétaux et Dinosauriens.

compression verticale de ces derniers. Les deux facteurs ont eû pour effet d'expulser les matériaux salifères plastiques du centre du bassin vers ses deux bords latéraux c'est à dire vers l'aire typhonique de Caldas da Rainha et vers celles de Batalha, Porto de Moz et Rio Maior (fig. 2). Cette modalité paraît expliquer assez bien, ici et là, la présence de plis anticlinaux avec noyaux d'Infralias salifère et déversement vers l'extérieur du bassin.

Il est évident que les phénomènes qui viennent d'être cités se sont réalisés progressivement et par étapes, permettant la mise en place des grands accidents de style typhonique ou diapirique dans le voisinage des deux flexures qui forment les limites latérales du bassin cité.

9.º — Il faut remarquer encore qu'une coupure importante se place au milieu du Lusitanien portugais, marquée par des mouvements. Il y eût après le Lusitanien inférieur une phase érosive assez intense qui a nivelé les formations du Lias, du Dogger et du Lusitanien inférieur. Le Lusitanien supérieur s'est étendu en transgression sur une surface érodée, en recouvrant, selon les points, tantôt l'un et tantôt l'autre de ces derniers.

10.º — Les résultats des études en cours, exécutées par les géologues SEIFERT et TRESNIOWSKI au service de la Companhia dos Petróleos de Portugal et auxiliées par la prospection géophysique paraissent confirmer entièrement la notion du fossé synclinal auquel nous venons de nous référer ci-dessus. Les conditions géologiques observées sur la périphérie des aires typhoniques citées se retrouvent dans le prolongement de ces dernières vers le Sud-Ouest. C'est ainsi que la limite occidentale du bassin devait passer à l'Est et au Sud-Est des aires typhoniques de Bolhos, Vimeiro et Praia de Santa Cruz. La limite orientale du bassin devait se prolonger au Sud-Ouest de Rio Maior en passant au SE de la Serra de Monte Junto et de Alenquer, à l'Ouest du sondage de Montalegre (Vila Franca de Xira) où le substratum de schistes anciens a été atteint et enfin à l'Ouest du diapir de Pinhal Novo.

Il est utile de rappeler ici l'intérêt que cette notion peut présenter pour les futures recherches de pétrole au Portugal. Si une partie de ce dernier a pu se former au cours des périodes antérieures au Lusitanien et notamment pendant l'Infralias, comme on a pu s'en rendre compte récemment, c'est sur les bords de l'ancien synclinal qu'il faudra le rechercher en raison de sa migration. Sa conservation y dépend évidemment non seulement de la porosité des roches qui ont pu lui servir de magasin, mais également de la présence ou de l'absence de couches imperméables superposées qui auraient pu lui servir de protection. Il faudra tenir compte des effets de l'érosion à diverses époques y inclue celle immédiatement antérieure au Lusitanien supérieur.

Comme on le voit, une étude minutieuse est nécessaire. Il est possible qu'elle vienne démontrer qu'une partie des sondages réalisés jusqu'ici, comme par exemple ceux de S. Mamede (Fátima), Arruda dos Vinhos, Montalegre (Vila Franca de Xira), Samora Correia, Pinhal Novo, Lourinhã, aient été forés hors du bassin synclinal défini ci-dessus c'est à dire en dehors de la région la plus favorable aux concentration pétrolifères.

V — LES RESSOURCES MINÉRALES DE LA RÉGION DE CALDAS DA RAINHA

Les ressources minérales de la région de Caldas da Rainha comprennent:

A — Des matériaux de construction (dolérites, grès, calcaires, tufs, etc.).
B — Des eaux minérales (eaux salées, sulfureuses, sulfatées, etc.).
C — Des gisements minéraux et des gisements miniers (cuivre, gypse, lignites, diatomites, pétroles et bitumes).

A — LES MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION

Dolérites

Elles ont été exploitées (dômes de Famalicão et de Roliça) pour l'empierrement des routes et notamment pour la fabrication des parallélipipèdes, de qualité inférieure en raison du degré d'altération des roches.

Calcaires

Les calcaires du Lusitanien sont exploités en différents points de la vallée typhonique. Nous citerons entre autres les carrières qui existent à Serra de Bouro, Sobral da Lagoa, S. Mamede, Columbeira, etc.

Les calcaires du Dogger (Bathonien, Bajocien) sont exploités à Serra do Bouro et à Sobral da Lagoa. Enfin les calcaires de l'Infralias sont exploités en différents points de la vallée typhonique depuis Famalicão au Nord jusqu'à Roliça au Sud. On les utilise pour la construction et pour l'empierrement des routes.

Tufs calcaires

Ils existent dans les régions de Amoreira et de Olho Marinho. Ils sont généralement tendres et se débitent facilement. Ils peuvent être utilisés comme matériaux de construction de catégorie inférieure.

Grès

Les grès jurassiques sont quelquefois utilisés pour l'empierrement et pour la construction des murs de clôture, quand ils sont suffisamment durs et qu'ils présentent une résistence suffisante à l'écrasement.

Argiles

Diverses argiles sont exploitées pour la fabrication des tuiles et des briques, comme aussi pour certaines céramiques. Nous citerons les marnes du Lias inférieur dans les exploitations de Campo et les argiles du complexe gréseux supérieur du Lusitanien, entre Caldas da Rainha et Rio Maior.

B — LES EAUX MINÉRALES

La vallée typhonique de Caldas da Rainha possède des eaux minérales appartenant à trois groupes différents qui sont:

a) Les eaux chlorurées sodiques (Salir do Porto, Casal do Vale, C. das Caixinas)
b) Les eaux sulfurées calciques (Aguas Santas).
c) Les eaux sulfurées neutres (Caldas da Rainha, etc.).
d) Les eaux sulfatées calciques (Serra do Bouro).

a) — Les eaux chlorurées sodiques

Il faut citer tout d'abord les eaux de Salir do Porto, comprenant les sources de Alfândega Velha, Prainha de S. Romengo et Ponta da Barra.

Ce sont des eaux chlorurées, bicarbonatées calciques, potassiques et sodiques utilisées dans le traitement des dermatoses, des rhumatismes et des dispepsies acides. Elles naissent sur le contact entre les marnes de l'Infralias et les formations calcaires ou gréseuses du Lusitanien supérieur, en des points où ce contact est coupé par des failles transversales d'orientation NW-SE. Ces sources sont recouvertes par la mer à marée haute. Elles sourdent des fractures affectant les calcaires et les grès.

L'analyse des eaux de Salir do Porto a été faite en 1915 par CHARLES LEPIERRE. Elle a été publiée ensuite dans «Le Portugal Hydrologique et Climatique» [1943-1939], puis dans «Le Portugal Hydrominéral» [ACCIAIUOLI, 1952]. Nous en tirons les éléments suivants:

t = 20°,4; indice de réfraction à 22° = 1,3327; alcalinité = 6,86 mval; résidu sec = 1.886,8 mg/l.

Anions par litre:

	mg	*mvals*	%
Fluor (F^-)	0,15	0,008	—
Chlore (Cl^-)	784,40	22,096	67,8
Brome (Br^-)	2,70	0,033	0,1
Iode (I^-)	0,05	—	—
Sulfurique ($SO_4^=$)	171,81	3,580	11,0
Nitrique (NO_3^-)	0,31	0,006	—
Arsénique (AsO_4H^-)	0,02	—	—
Phosphorique (PO_4H^-)	0,79	0,016	—
Carbonique (CO_3H^-)	418,46	6,860	21,0
	1.378,69	32,599	99,9

Cathions par litre:

	mg	*mvals*	%
Sodium (Na^+)	493,97	21,477	65,8
Potassium (K^+)	10,36	0,265	0,8
Lithium (Li^+)	2,80	0,400	1,2
Ammonium (NH_4^+)	0,18	—	—
Calcium (Ca^+)	160,30	8,015	24,6
Baryum (Ba^{++})	0,09	0,001	—
Strontium (Sr^{++})	0,16	0,003	—
Magnésium (Mg^{++})	29,00	2,388	7,3
Aluminium (Al^{+++})	0,11	0,012	—
Fer (Fe^{++})	0,85	0,030	0,1
Manganèse (Mn^{++})	0,08	0,003	—
	697,90	32,594	99,9

Eléments non dissociés : $SiO_2 = 7,42$; $TiO_2 = 0,02$; $B_2O_3 = 0,08$; $CO_2 = 104,80$ (en mg/l)
Gaz dissouts : $O_2 = 5,8$; $CO_2 = 52,9$; Gaz rares = 12,4 (en mg/l)

Anions	1,378,69
Cathions	697,90
Substances non dissociées	117,32
Matières organiques (en acide oxalique)	5,21
	2.194,12 mg/l

Radioactivité: Rn = 0,88 mμC/l

L'eau de la source salée de Casal do Vale, au NNW de Caldas da Rainha, n'a fait l'objet que d'une analyse partielle. D'après les résultats qui nous ont été communiqués par le Laboratoire du Service do Fomento Mineiro elle contiendrait 9,5400 gr de ClNa et 0,0624 gr de ClK par litre (analyse du 14/11/1945).

De son côté l'eau qui naît dans la mine de gypse de Casal das Caixinas (Companhia Industrial Portuguesa) au NE de Obidos, contient 29,3067 gr de ClNa et 0,0627 gr de ClK par litre (analyse du 26/1/1945).

La source de Casal do Vale se trouve sur un contact entre les sables pliocènes et leur substratum infraliasique (marnes et calcaires dolomitiques).

La source de Casal das Caixinas naît sur le passage d'une faille qui coupe les calcaires et les gypses de l'Infralias connus au fond de la mine.

b) — **Les eaux sulfurées calciques**

La seule source appartenant à ce groupe dans la région de Caldas da Rainha est celle de Águas Santas. Il s'agit d'une eau sulfureuse calcique, chlorurée hyperthermale, utilisée dans le traitement des dermatoses.

L'analyse de cette eau a été faite en 1923 par CHARLES LEPIERRE et publiée plus tard dans «Le Portugal Hydrologique et Climatique» [1934-35] et dans «Le Portugal Hydrominéral» [ACCIAIUOLI, 1952]. Nous en tirons les informations suivantes:

t = 15°; alcalinité = 2,04 mval; résidu sec à 180° = 308,8 mg/l

Anions par litre:

	mg	*mvals*	%
Chlore (Cl^-)	73,5	2,070	38,7
Sulfurique ($SO_4^=$)	59,4	1,237	23,1
Nitrique (NO_3^-)	0,6	0,009	—
Carbonique ($CO_3^=$)	61,2	2,040	38,1
	194,7	5,356	99,9

Cathions par litre:

Sodium (Na^+)	47,6	2,069	38,8
Calcium (Ca^{++})	48,5	2,425	45,5
Magnésium (Mg^{++})	10,2	0,839	15,7
Silice, Oxydes de fer et d'aluminium	2,8	—	—
	109,1	5,333	100,0

Eléments non dissociés: SH_2 = 0.21 mg/l

Anions	194,7
Cathions	109,1
Non dissociés	0,21
	304,01 mg/l

Les eaux d'Águas Santas naissent sur un contact entre les formations pliocènes et leur substratum infraliasique (marnes et calcaires).

c) **Les eaux sulfurées neutres**

La source sulfurée la plus septentrionale de la vallée typhonique est celle qui existe au bord de la mer sous le phare de S. Martinho do Porto. Son eau ne semble pas avoir été analysée.

Beaucoup plus au Sud, les eaux de Caldas da Rainha sont utilisées dans l'établissement thermal de cette ville pour le traitement des rhumatismes, de l'appareil respiratoire et des dermatoses. Il s'agit d'eaux sulfurées calciques et sulfhydriques chlorurées et fortement fluorurées, radioactives hypothermales, qui naissent sur le contact anormal entre les calcaires lusitaniens et les marnes infraliasiques.

Si nous nous reportons à un travail récent du Prof. HERCULANO DE CARVALHO [1955] qui a analysé les eaux de Caldas da Rainha, nous voyons que dans leur ensemble les quatre sources de «Nascente do Arco», «Piscina escura», «Piscina dos homens» et «Pocinho» présentent des caractéristiques très semblables, tant du point de vue de la température, comme de l'alcalinité, de la sulfuration et du pH.

Le Prof. HERCULANO DE CARVALHO a choisi la source de «Nascente do Árco» comme étant la plus importante et parce qu'elle alimente le réservoir principal.

Caractères organolétiques: Eau limpide, à goût saumâtre et sulfhydrique. A une odeur prononcée de gaz sulfhydrique. Exposée à l'air présente d'une façon atténuée le phénomène de blanchissement. Sur son trajet et dans le fond des réservoirs les «conferves» se développent en abondance. En bouteilles fermées ne s'altère pas, même après plusieurs mois.

Constantes physico-chimiques

Température (18/IX/1950)	33,4° (T. ambiante: 20°,9)
pH (22°)	6,89
Conductivité électrique (18°)	$415{,}6.10^{-5}$ mhos.cm $^{-1}$
Conductivité électrique (25°)	$502{,}7.10^{-5}$ mhos.cm $^{-1}$
Poids spécifique (15°)	1,00345
Indice crioscopique	0,146
Indice interférométrique	600
Indice de réfraction (17°,5)	1,333755
Quotient $\frac{\text{cond.}}{\text{Interf.}}$ 10^7	69
Alcalinité (ml de solution N/1 par litre)	5,04
Résidu sec (18°)	3,097 gr/l
Force ionique	66.10^{-3} moles/l
Coéficient d'activité des ions:	$f_1 = 0{,}78$
	$f_2 = 0{,}38$
Potentiel redox (26°)	0,091 volt

ANALYSE CHIMIQUE:

Anions par litre:	*mg*	*mvals*	% *minéral*	% *mvals*
Fluorure (F^-)	1,9	0,10	—	0,2
Chlorure (Cl^-)	1.075	30,32	33,9	60,7
Bromure (Br^-)	0,15	0,002	—	—
Sulfhydrate (SH^-)	3,3	0,100	0,1	0,2
Tiosulfate ($S_2O_3^=$)	4,3	0,08	0,1	0,2
Sulfate ($SO_4^=$)	689,0	14,33	21,8	28,7
Nitrate (NO_3^-)	1,8	0,029		
Phosphate ($PO_4H_2^-$)	0,38	0,004	0,1	—
Borate (BO_2^-)	0,24	0,006		
Bicarbonate ($CO_3H_2^-$)	298,8	4,90	9,5	10,0
	2.074,87	49,871	65,5	100,0

Cathions par litre:				
Sodium (Na^+)	696,4	30,28	22,0	61,0
Potassium (K^+)	35,6	0,91	1,1	1,8
Lithium (Li^+)	2,1	0,30	0,1	0,6
Amonium (NH_4^+)	0,46	0,025		
Calcium (Ca^{++})	274,8	13,71	8,7	27,7
Strontium (Sr^{++})	4,5	0,10	0,1	0,2
Magnésium (Mg^{++})	52,6	4,33	1,7	8,7
Fer (Fe^{++})	0,40	0,014	—	—
Manganèse (Mn^{++})	0,07	0,002	—	—
	1.066,93	49,671	33,7	100,0

Eléments trouvés en quantités inférieures à 50 g/l:

Iode (I^-:50 μ g), Baryum (Ba^{++}), Aluminium (Al_3^+), Plomb (Pb^{++}), Arsenic (As: moins de 5 μ g); Titane (TiO_2), Cuivre (Cu: 34 μ g).

Substances non dissociées:

1) Fixes (par litre)

	mg	*mmolles*	*% minéral*
Silice (SiO_2)	22,0	0,37	0,7
Mat. organiques ($C_2O_4H_2$ $20H_2$)	5,7	0,04	0,1
	27,7	0,41	0,8

2) Gaz dissouts cm^3 (0°-760 mm)

Anhydride carbonique (CO_2)	62,3	1,42	31,8
Acide sulfhydrique (SH_2)	6,1	0,18	4,0
Oxygène (O_2)	0,3	0,01	0,2
Azote (N_2) et gaz rares	16,4	0,59	13,2
	85,1	2,20	49,2

En résumé en aurait:

	mg	%
Anions	2.074,9	65,5
Cathions	1.066,9	33,7
Substances non dissociées fixes	27,7	0,8
	3.169,5	100,0

Du point de vue du titre colibacillaire l'eau est classée comme «*eau très pure*».

Radioactivité: Radon (Rn) ..... 1,01 mμC/l

Dans les commentaires relatifs à l'analyse précédente le Prof. Herculano de Carvalho souligne les faits suivants:

a) Température

La température de l'eau de Caldas da Rainha est pratiquement constante depuis 1793, date de la première analyse. Les résultats des diverses observations varient entre 32°,8 et 33°,9.

b) Alcalinité

Comme pour beaucoup d'autres eaux sulfurées portugaises, le Prof. Herculano de Carvalho admet une diminution de l'alcalinité qu'il est encore difficile d'expliquer. D'après l'analyse du Prof. Lepierre [1914] l'alcalinité était de 55,0 ml N/10 par litre, tandis que les analyses du Professeur Herculano de Carvalho ont donné 50,4.

c) *Résidu d'évaporation*

Six analyses dont la première date de 1849 et la dernière de 1950 indiquent une variation entre 2,423 g/l et 3,097 g/l.

Par rapport à 1914 il semble y avoir eu une augmentation de salinité et de sulfuration.

d) *Ions dissouts*

La teneur en chlorure a augmenté par rapport à 1914, Il en est de même de la teneur en sulfates. Le sodium et le calcium ont accompagné cette évolution.

e) *Sulfuration*

La valeur de la sulfuration totale trouvée par le Prof. Herculano de Carvalho coincide avec celle de l'analyse de Santos Silva [1876]. Cependant contrairement à Lepierre, le Prof. Herculano de Carvalho a trouvé une petite quantité de tiosulfate.

La distribution du soufre restant, en ml de solution N/100 de I_2 est la suivante:

Sulfhydrate (SH^-)	20,2
Acide sulfhydrique libre (SH_2)	36,0
Tiosulfate ($S_2O_3^=$)	4,3
	60,5

f) *Acide carbonique libre, bicarbonate-ion*

Quatre analyses dont la première date de 1849 et la dernière de 1950 ont montré une variation entre 265,3 et 289,5 mg/l du CO_2 total. On voit là une constance remarquable. Mais comme l'alcalinité a baissé, on trouve maintenant plus de CO_2 libre et moins de bicarbonate que dans l'analyse du Prof. Lepierre.

g) *pH «d'équilibre» ou «de saturation»*

Pour 20°, on a pHs = 6,8.
Comme l'eau de la source de Arco a un pH de 6,89 elle doit être classée comme «légèrement incrustante». C'est une eau stable et sans tendance à perdre CO_2. De même sous l'aspect de l'évolution du système redox relatif au soufre, l'expérience montre que le phénomène de blanchissement n'est pas prononcé.

h) *Gaz spontanés*

La composition des gaz qui se développent sur le fond de la piscine des hommes est la suivante:

	% (en volume)
Anhydride carbonique (CO_2) et vestiges de gaz sulfhydrique (SH_2)	3,0
Oxygène (O_2)	0,8
Azote (N_2) et gaz rares	96,2
	100,0

CONCLUSIONS

Le tableau suivant donné par le Prof. HERCULANO DE CARVALHO permet une comparaison entre les résultats des analyses faites en 1914 et en 1950, sur l'eau de la source de Arco.

	1914	1950
Conductivité électrique	$397{,}0.10^{-5}$	$420{,}0.10^{-5}$mho.cm ^{1}
Température	33,0°	33,4°
Résidu sec	2.814 mg/l	3.097 mg/l
Alcalinité	5,40 ml N/l	5,04 ml N/l
Chlorure (Cl^-)	979 mg/l	1.075 mg/l
Sulfate ($SO_4^=$)	641,0 mg	689,0 mg
Bicarbonate (CO_3H^-)	328,8 mg	298,8 mg
Sodium (Na^+)	645,5 mg	696,4 mg
Calcium (Ca^{++})	263,5 mg	274,8 mg
Anhydride carbonique total (CO_2)	278,4 mg	277,8 mg
Sulfuration totale (S)	6,9	9,7

On vérifie ainsi une augmentation de la salinité, qui parait être périodique. La sulfuration a augmenté et l'alcalinité a diminué ainsi que le bicarbonate. La teneur de CO_2 total, la température, la composition des gaz spontanés et la conductibilité électrique sont restées constantes.

Classification des eaux

La quantité relativement élevée du sulfure (SH^- et SH_2) donne à cette eau la catégorie de «sulfurée». Elle est en outre mésosaline, neutre, légèrement fluorée et azotée.

En dehors des eaux de Caldas da Rainha, la vallée typhonique possède d'autres sources sulfureuses. Celle de Quinta das Janelas (Pl. B, fig. 8) alimente un petit établissement de bains particulier. Sa température varie entre 31°,5 et 33°,3.

Il y aurait eu autrefois, selon TAVARES, une autre source de même composition, quoique moins chaude et de faible débit, à Gaeiras (ancien couvent d'Arrábida). La source située au bord du Rio Arnoia, à 500 m en amont du pont d'Obidos (Pl. IX, fig. 4) a été signalée autrefois par PAUL CHOFFAT. D'après lui sa température en 1890 aurait été de 26,7°. Une deuxième source se trouve à 150 m de la précédente, à Quinta de Vale das Flores.

Plus au Sud en bordure de la route de Obidos à Bombarral et au SE de S. Mamede une source sulfureuse a existé au débouché d'un ravin où se trouve un four à chaux. Le local portait le nom de Águas Quentes. Jusqu'en 1780 le débit journalier de cette source fut d'environ 100 m^3. Après cette date la source a cessé de couler. CHOFFAT en 1890 n'a plus retrouvé la mare qui avait été signalée auparavent sur ce local.

Nous citerons encore une source sulfureuse existant auprès du moulin à eau de Traquelhas au SE de Quinta do Furadouro, entre Amoreira et Olho Marinho.

d) **Les eaux sulfatées calciques**

La seule source de ce genre, citée jusqu'ici dans la région de Caldas da Rainha, est celle de Serra de Bouro. Son analyse a été faite en 1924 par CHARLES LEPIERRE et publiée

ensuite dans «Le Portugal Hydrologique et Climatique» [1934-35], puis après dans «Le Portugal Hydrominéral» [Acciaiuoli, 1952]. Nous en tirons les éléments suivants:

t = 18°,8; poids spécifique à 15° = 1,33397; résistivité = 306 ohms; conductivité = 327.10^{-5}

Anions par litre:

	mg	*mvals*	%
Fluor (F^-)	0,10	0,005	—
Chlore (Cl^-)	386,00	10,873	19,9
Brome (Br^-)	1,10	0,014	—
Iode (I^-)	0,04	—	—
Sulfurique ($SO_4^=$)	1.935,20	40,316	73,7
Nitrique (NO_3^-)	3,00	0,048	—
Phosphorique ($PO_4H^=$)	0,60	0,012	—
Arsénique ($AsO_4H^=$)	0,003	—	—
Carbonique ($CO_3^=$)	102,00	3,400	6,2
	2.428,043	54,668	99,8

Cathions par litre:

	mg	*mvals*	%
Sodium (Na^+)	294,50	12,804	23,5
Potassium (K^+)	19,50	0,499	0,9
Lithium (Li^+)	1,10	0,157	0,2
Magnésium (Mg^{++})	112,40	9,251	16,9
Calcium (Ca^{++})	634,20	31,710	57,9
Strontium (Sr^{++})	0,40	0,009	—
Aluminium (Al^{+++})	0,50	0,055	0,1
Baryum (Ba^{++})	0,02	—	—
Fer (Fe^{++})	6,10	0,217	0,3
Manganèse (Mn^{++})	0,50	0,018	—
	1.069,22	54,720	99,8

Éléments non dissociés: SiO_2 = 13,3; CO_2 = 22,0; B_2O_3 = 0,02
Gaz dissouts: O_2 = 7,4 cm^3; CO_2 = 11,1 cm^3; N_2 et gaz rares = 16,6

Anions	2.428,04
Cathions	1.069,22
Non dissociés	39,22
Matières organiques en acide oxalique	3,90
	3.536,48

Radioactivité: Rn = 8,07 mμC/l
Les anions (en mvals) sont les suivants: SO_4 = 73,7 %; Cl = 19,9 %; CO_3 = 6,2 %
Les cathions sont: Ca = 57,9 %; Na = 23,5 %; Mg = 16,9 %

C — LES GISEMENTS MINÉRAUX ET MINIERS

Ils comprennent les éléments suivants:

a) Cuivre

Une ancienne exploitation ouverte dans les argiles rouges gréseuses de Dagorda existe à l'Ouest de ce village, sur le versant de la butte qui porte des moulins et qui se trouve située au milieu de la vallée typhonique (Pl. III, fig. 4).

Il s'agit d'une excavation faite dans le but d'extraire le carbonate de cuivre qui apparaît çà et là, toujours en quantités très réduites, dans les formations de l'Infralias et qui très probablement est à l'origine des indices de cuivre apparus dans les analyses de l'eau sulfurée de Caldas da Rainha.

Les quantités de carbonates sont trop faibles pour présenter quelque intérêt industriel.

b) Diatomites et lignites

Ces deux formations sont presque toujours en association dans de petits bassins pliocènes, d'origine marécageuse ou lagunaire, où les troncs et les végétaux flottés par les petits cours d'eau de l'époque venaient se déposer.

Les diatomites ne sont exploitées pour l'instant que dans la carrière de Quinta do Jardim au Sud d'Obidos. Elles ont livré, comme il a été dit plus haut, une intéressante flore qui fut étudiée par CARLOS TEIXEIRA.

La formation se trouve limitée au petit synclinal étroit et allongé qui s'étend entre Dagorda et S. Mamede. Quelques niveaux ligniteux apparaissent dans le même gisement.

A l'Est de Nadadouro nous avons observé des couches de diatomite redressées à la verticale.

Il sera certainement possible dans l'avenir, de découvrir d'autres gisements de diatomite en d'autres points de la vallée typhonique de Caldas da Rainha.

*

Les lignites ont donné lieu à de petites exploitations minières: mines de Arneiro das Caldas (ou de Casal do Negrelho), de Palhagueira et de Trás do Outeiro.

Le sondage donné plus haut, pour le gisement de Casal do Negrelho, montre une alternance de niveaux ligniteux et de sables, parfois avec intercalations d'argiles. L'aspect de la formation rappelle celui de la série de Rio Maior.

Par incinération ces lignites donnent beaucoup de cendres. Mais en outre elles possèdent un très grand degré d'humidité.

Nous rappellerons que les lignites de Rio Maior sont utilisées comme combustible, soit en briquettes, soit telles quelles. Il est possible de les utiliser industriellement dans la préparation d'engrais.

En dehors des trois mines citées, nous pensons qu'il sera possible dans l'avenir de trouver encore quelques gisements de faible extension en plusieurs points de la vallée typhonique de Caldas da Rainha.

Des petits gisements sans intérêt industriel ont été cités au Sud de Rocha do Gronho et près de Quinta do Bom Sucesso.

c) **Tourbes**

L'existence de tourbe a été mentionnée dans la région au Sud de Amoreira, notamment auprès de Rego Travesso. Il s'agit de petits gisements de faible intérêt, situés dans le fond de petites vallées marécageuses.

d) **Pétroles et Bitumes**

Diverses imprégnations bitumineuses ont été reconnues dans la région de Caldas da Rainha en relation avec les formations infraliasiques (marnes de Dagorda et calcaires dolomitiques). C'est dans la zone de l'anticlinal de Campo qu'elles sont le plus marquées, la couleur du sol devenant noirâtre en certains points.

Comme on le verra ci-après dans les sondages réalisés par le Serviço do Fomento Mineiro, des imprégnations bitumineuses ont été rencontrées en plusieurs points de la vallée.

Dans les sondages de la «Companhia Sais de Potássio Limitada» quelques inclusions de marnes et d'argiles légèrement bitumineuses ont été trouvées au milieu de la masse de sel-gemme.

Comme on le sait, on connaît au Portugal des affleurements d'Infralias parfois imprégnés de bitume (Monte Real, Canto de Azeche, sondage de Parceiros (Leiria), sondages de Fonte da Bica (Rio Maior), etc.

Il est donc permis de croire que dans certains cas particuliers, l'origine d'une partie de ces bitumes et peut être aussi des pétroles, serait à rechercher dans ces formations, qui caractérisent l'Hettangien, le Rhétien et peut être un Keuper qu'il n'a pas été possible d'identifier jusqu'à présent. On sait que dans les grandes régions pétrolifères du monde le pétrole se trouve souvent à proximité des grandes zones salifères.

Mrazec déduit, du fait que le pétrole se trouve souvent accompagné d'eau salée, que les roches mères auraient été des sapropélites déposées dans les solutions salines (lacs salés ou lagunes d'évaporation d'anciens littoraux).

Ces solutions salines favorisent la bitumination par saponification des acides gras et aussi en précipitant les matières organiques en même temps que l'argile et la silice apportée par les eaux douces qui débouchent en milieu marin. La teneur en iode des eaux salées des gisements pétrolifères indique la destruction de nombreux micro-organismes animaux et végétaux du plankton des lagunes salées.

Ceci étant dit, il faut encore remarquer que les accidents de type typhonique tels que l'aire typhonique de Caldas da Rainha, celle de Leiria, celle de Vimeiro et beaucoup d'autres présentent une importance marquée pour les recherches futures de pétrole. Il est en effet probable que le pétrole formé pendant le Lias ou pendant les époques jurassiques plus modernes ait émigré. Il aurait pu ainsi se concentrer sur les flancs ou vers les sommets des aires typhoniques, toutes les fois qu'une couverture imperméable, non rompue et non enlevée par érosion, aura permis sa conservation.

e) **Gypse**

Comme il a déjà été dit il existe de nombreux affleurements de gypse et de marnes gypsifères en différents points de la vallée typhonique de Caldas da Rainha. Nous citerons les affleurements connus au SE de Bom Jesus, ceux de S. Martinho do Porto, ceux de Trás-do-Outeiro, de Obidos, de Quinta do Jardim (Pl. VII, fig. 4), de Dagorda, etc.

Comme nous le verrons ci-après, les sondages de la «Companhia Sais de Potássio Lda», réalisés à Obidos et Gaeiras ont donné une coupe assez complète des dépôts de ce complexe. Les sondages courts exécutés par le Serviço do Fomento Mineiro ont donné un supplément d'informations à leur sujet.

Il est nécessaire de remarquer ici que le gypse se présente sous deux formes différentes:

a) Des dépôts de formation primaire, rencontrés dans les sondages et dans presque tous les affleurements. Il s'agit parfois d'un gypse cristallin ou bien plus généralement de gypse saccharoïde.
b) Des dépôts de formation secondaire dans les calcaires dolomitiques.

Le gypse est exploité dans plusieurs mines situées toutes entre Obidos et Caldas da Rainha. Nous citerons les mines de Tinoca, de la Companhia União Fabril, de la Companhia Industrial Portuguesa (Casal das Caixinas), do Gama, etc.

Il s'agit de gypse de bonne qualité saccharoïde, blanc ou gris.

La présence de gypse a été reconnue dans les sondages suivants, du Nord au Sud.

Sondage F. M. 6 (Cela)

Dans ce sondage le complexe gypsifère fut rencontré entre 146 m et 249,25 m. Il comprend entre 146 m et 159 m un gypse saccharoïde avec intercalations de marnes, principalement vers la base. Entre 177,71 m et 249,23 m il s'agit d'une alternance de bancs de gypse avec anhydrite (spécialement vers le sommet de la formation) et de bancs de calcaires gris marneux.

Sondage F. M. 1 (Tornada)

Le complexe gypsifère a été rencontré entre 39 m et 257,38 m. Il s'agit d'une alternance de marnes barriolées grises et rouges, de bancs de gypse saccharoïde gris et de bancs de calcaires marneux qui deviennent plus fréquents vers la base du complexe.

Sondage S. P. 2 (Gaeiras)

Le complexe gypsifère a été traversé entre 45 m et 257 m de profondeur. Il présente deux masses principales de gypse, intercallées au milieu des marnes gypsifères et des brèches. La première de ces masses a été rencontrée entre 56 m et 107 m et la deuxième entre 154 m et 157 m.

Sondage S. P. 1 (Obidos)

Dans ce sondage le complexe salifère a été rencontré entre 30 m et 150 m de profondeur. Il présente des caractéristiques très semblables à celles observées dans le sondage précédent. Sa puissance vraie, observée dans le sondage n.º 1, était de 90 m environ. Comme dans le sondage de Gaieras, celui de Obidos a montré la présence de deux masses principales de gypse. A la base du complexe une couche d'anhydrite a été observée.

Sondage F. M. 5 (Sobral da Lagoa)

Dans ce sondage le complexe gypsifère a été rencontré entre 82,80 m et 147,50 m. Il est représenté par une alternance de marnes gypsifères grises, de gypse saccharoïde et de calcaires généralement marneux gris. La couche de gypse la plus épaisse a 25 m.

Sondage F. M. 4 (Rego Travesso)

L'épaisseur du complexe gypsifère est relativement réduite dans ce sondage. Des calcaires noirs à veines de gypse ont commencé à apparaître à partir de 62 m. Mais la masse principale de gypse et d'anhydrite a été trouvée entre 103,50 m et 127,76 m.

f) **Sel Gemme**

C'est incontestablement le sel gemme qui semble être la principale ressource minière de la région à cause de son très grand développement. Il n'a cependant fait jusqu'ici l'objet d'aucune exploitation, mais seulement de recherches. Nous lui ferons, dans les pages qui suivent, une référence toute spéciale.

Nous donnerons en premier lieu l'indication de la prospection séismique réalisée sur l'ensemble de la vallée typhonique ainsi que ses résultats. Nous donnerons ensuite les résultats obtenus dans les divers sondages qui ont rencontré le sel.

Nous donnerons enfin les résultats des analyses de sel qui ont été exécutées pendant et après la réalisation des sondages cités.

VI — LA PROSPECTION GÉOPHYSIQUE

Deux campagnes de prospection géophysique ont été réalisées dans la vallée typhonique de Caldas da Rainha. La première avait pour but de reconnaître la présence de sel gemme dans le Lias inférieur de cette région. La deuxième, quelques années plus tard, eût pour but de reconnaître les points où ce sel se trouvant à une moindre profondeur, pouvait être industriellement exploité. *

A — CAMPAGNE DE 1943

Effectuée par la brigade de géophysique de l'Institut Géologique et Minier d'Espagne, dont faisaient partie MM. Garcia Siñeriz et J. Canto de Figueirola, cette campagne fut réalisée sur l'instigation de M. Francisco Fernandes de Brito Camello et financée par la «Companhia Sais de Potássio, Lda.» dont il est l'administrateur.

Les premiers travaux eûrent lieu dans la région de Parceiros (Leiria). La fin de la campagne se déroula dans la vallée typhonique de Caldas da Rainha. C'est de cette dernière partie que nous dirons quelques mots.

Les alignements étudiés entre Caldas da Rainha et Obidos se divisent en deux groupes:

a) Un groupe oriental entre Obidos et Gaeiras (alignements VIII et IX) dont l'orientation générale était NE-SW.
b) Un groupe occidental dans la Varzea da Rainha, à l'Ouest de Obidos (alignements X à XIV) dont l'orientation générale était NS.

Le total des alignements étudiés dans la région fut de 6. La longueur moyenne de chacun de ces profils fut de 1.600 m. Les intervalles entre les diverses stations furent de 100 m. Les distances entre les points d'explosion et les stations les plus proches ne furent jamais inférieures à 100 m. Les profils furent étudiés dans un sens seulement. Parfois un deuxième profil parallèle au profil antérieur était étudié en sens contraire et servait de contrôle.

Le calcul des profondeurs «p» des formations géologiques caractérisées par la vitesse de propagation des ondes séismiques était rendu simple par l'emploi d'un coefficient empirique «k» et des noeuds «x» des graphiques espace-temps, suivant l'expression $p = kx$.

En Espagne la valeur adoptée pour «k» était de 0,30. C'est cette valeur qui fut employée dans les calculs pendant la campagne de prospection réalisée dans la région de Leiria. La différence entre les profondeurs prévues par la géophysique et celles reconnues dans le sondage de Parceiros (Leiria) a été attribuée à la valeur du coefficient «k».

En se basant sur les résultats de ce sondage et sur la profondeur à laquelle fut atteint le complexe salifère, il fut possible de déterminer avec plus de précision la valeur de ce coefficient qui devait être 0,24.

---

* Les références relatives aux alignements séismiques ont été extraites du rapport enocre inédit de O. Martins Cardoso et M. de La Cueva Couto, intitulé «Relatório da Campanha de Prospecção Sísmica realizada na Área de Caldas da Rainha», 1952.

L'emploi de cette nouvelle valeur aurait contribué à rapprocher davantage les résultats de la prospection et ceux obtenus par sondages.

Il faut rappeler cependant les réserves faites dès le début de la campagne de prospection: les valeurs de 5.000 m/sec. qui correspondent au sel, pouvaient être obtenues également sur d'autres formations ou d'autres roches comme par exemple des roches basiques.

Dans leur rapport final MM. Garcia Siñeriz et J. Canto de Figueirola ont fait remarquer que les valeurs qu'ils avaient calculées pouvaient en réalité différer légèrement des profondeurs réelles.

D'après eux, le point le plus favorable pour la réalisation d'un sondage dans la région de Obidos était la station 4 du profil XI, où le sel gemme devait se trouver le plus près de la surface.

La succession prévue des terrains qui devaient être rencontrés par un sondage en ce point, était sensiblement la suivante:

Entre 0 et 30 m — Argiles d'altération.
Entre 30 m et 120 m — Argiles gypseuses
Entre 120 m et 150 m — Argiles, gypse et sel
Entre 150 m et 210 m — Marnes argileuses
Entre 210 m et 510 m — Complexe salifère, avec alternance de sel gemme, d'argiles et une réapparition de marnes gypseuses vers 420 m.

Avec le coefficient k = 0,24 les résultats obtenus sur le profil séismique auraient conduit aux valeurs suivantes:

Ã 0 m — Argiles d'altération
Ã 24 m — Marnes gypsifères
Ã 96 m — Anhydrite et marnes gypsifères avec intercalation saline
Ã 120 m — Argile ou marnes
Ã 160 m — Sel séparé par des horizons argileux et gypseux.

Le sondage n.º 1 qui fut proposé par les géophysiciens espagnols a donné les résultats suivants:

Entre 0 m et 77 m — Complexe alluvial quaternaire (vases roses d'estuaire, sables, galets, etc.).
Entre 77 m et 174 m — Complexe gypsifère (gypses, marnes, calcaires dolomitiques et brèches calcaires).
En dessous de 174 m — Complexe salifère (sel gemme, argiles et brèches).

Comme on le voit l'emploi du coefficient k = 0,24 aurait permis d'obtenir des valeurs beaucoup plus proches de la réalité. Avec k = 0,30 la série gypsifère existant à 77 m de profondeur aurait dû apparaître à 30 m. Les formations d'altération, que l'on devait rencontrer entre 0 m et 30 m, sont des dépôts alluviaux qui se sont montré beaucoup plus épais qu'on ne l'avait pensé. Le sel-gemme a été rencontré plus tôt qu'on ne l'avait prévu.

Le sondage 2 S. P. (Gaeiras) fut exécuté au bord de la route de Obidos à Caldas da Rainha, à une distance de 150 à 200 m environ au SE de l'alignement séismique IX. Dans ce dernier on devait trouver, selon les prévisions, la série suivante:

Entre 0 m et 30 m — Sables meubles pliocènes
Entre 30 m et 120 m — Gypse altéré
Entre 120 m et 150 m — Marnes et argiles

Entre 150 m et 240 m — Anhydrite, gypse et sel
Entre 240 m et 300 m — Argiles gypsifères
Entre 300 m et 600 m — Complexe salifère avec alternance de sel-gemme et d'argiles.

Le sondage a donné les résultats suivants:

Entre 0 m et 45 m — Sables pliocènes
Entre 45 m et 247 m — Complexe gypsifère
Entre 247 m et la fin du sondage — Complexe salifère.

En comparant les résultats de ce sondage avec les prévisions initiales, l'écart obtenu n'est pas très grand, surtout si l'on tient compte du fait que le sondage a été réalisé à bonne distance de l'alignement séismique étudié. Les sables pliocènes prévus jusqu'à 30 m de profondeur se poursuivent jusqu'à 45 m. Le complexe gypsifère qui aurait dû se prolonger jusqu'à 360 m, cesse à 247 m. et c'est à partir de cette profondeur qu'apparaît le sel-gemme dont la première manifestation prévue devait se placer entre 150 et 240 m.

Avec un coefficient k = 0,24 la profondeur prévue pour le sel à 240 m aurait été juste. Mais il n'est pas facile d'établir les rapports entre les autres variations et les détails de la coupe du sondage.

En résumé on voit qu'en dehors du sondage de Parceiros (Leiria) deux sondages seulement ont été exécutés dans la région de Caldas da Rainha, basés sur les informations données par la prospection séismique.

Un troisième sondage a été exécuté sur le flanc occidental de l'anticlinal de Campo. Il a été basé sur notre étude géologique qui prévoyait sur ce local l'existence de sel-gemme à faible profondeur.

La réalisation de ce sondage a montré en effet la présence du sel-gemme à une profondeur de 125 m.

Ces premiers sondages n'ont pas rencontré de sels de potasse, but des recherches. Mais ils ont montré, par contre, la présence de sel-gemme en quantités intéressantes du point de vue industriel. Les profondeurs auxquelles le sel-gemme a été trouvé ne sont pas très grandes. Cependant il était logique de croire qu'en d'autres points de la vallée typhonique le sel pouvait être trouvé à des profondeurs moindres. Il fut donc décidé de reprendre la prospection séismique afin de déterminer les points où de nouveaux sondages pourraient donner des résultats intéressants et où le sel devrait être trouvé près de la surface.

Avant d'entrer dans l'étude de la deuxième campagne séismique nous dirons encore qu'à cette époque, un sondage de recherche d'eau, exécuté à quelques centaines de mètres au Nord de Quinta do Jardim (Obidos), a rencontré, contre toute attente, le sel-gemme entre 100 et 120 m de profondeur.

B — CAMPAGNE DE 1946-49

Cette prospection fut confiée à la brigade de géophysique du «Service de Fomento Mineiro» qui avait été formée peu de temps avant.

La deuxième campagne séismique commença donc en Juin 1946, ayant comme base nos levers géologiques au 1:25.000ème.

Le nombre total des profils séismiques étudiés fut d'environ 60. Deux d'entre eux eûrent pour but de comparer les résultats de la prospection avec les résultats des sondages existants dans la région. Deux autres eûrent pour but de déterminer les vitesses de propagation des ondes séismiques dans les formations qui devaient être rencontrées en profondeur et dont il existait de bons affleurements en surface.

Les profils furent étudiés dans les deux sens, leur longueur étant de l'ordre de 1.000 m. Les points d'explosion furent situés à leurs deux extrémités.

Les premiers profils séismiques étudiés, furent localisés dans la Várzea da Rainha, à l'Ouest de Obidos, dans une zone déjà connue par les travaux de la brigade géophysique espagnole, ainsi que par les résultats du sondage S. P. 1. (Obidos). La prospection a été ensuite étendue au reste de la vallée typhonique. Nous donnerons ci-après un aperçu succint du travail qui y fut réalisé du Nord au Sud.

Zone du Paúl da Cela

Trois profils ont été étudiés dans cette région. Les vitesses de propagation des ondes séismiques y ont donné des valeurs pouvant être attribuées au sel.

Ce dernier semblait exister à 100 m de profondeur sur le profil 43. Les résultats du sondage 6 ont montré qu'il n'en était pas ainsi.

Plaine de Alfeizerão et de S. Martinho do Porto

Les trois profils séismiques étudiés dans cette région ont montré l'existence probable de sel-gemme en dessous de 150 m .

Région de Caldas da Rainha

Sur 17 profils étudiés dans cette région 4 seulement ont donné des indications d'existence probable de sel-gemme à des profondeurs de l'ordre de 100 m.

Les zones qui semblaient présenter le plus grand intérêt à ce point de vue se trouvaient au long des profils 32 et 40 à l'Ouest et le long des profils 51 et 53 à l'Est.

Dans ces deux zones il était possible de rencontrer le sel-gemme à une centaine de mètres de profondeur. Le profil 32 avait donné des vitesses trop basses, mais leur valeur était identique à celles du profil 24, dont une des extrémités coincidait pratiquement avec le sondage S.P.3 (Campo).

Dans ce dernier, la masse saline avait été rencontrée à 125 m de profondeur et pour celle-ci la prospection séismique avait donné une vitesse de 4.000 m/sec.

Deux sondages ont été exécutés ultérieurement pour contrôler les résultats de la prospection séismique. L'un d'eux (F.M.1 — Tornada) a vérifié la présence de la masse saline sur le profil 51 à la profondeur de 261 m. Il a montré en outre que sur ce profil la vitesse de 4.300 m/sec. n'était pas donnée par le sel-gemme.

Le deuxième sondage (F.M.2 — Espinheira) exécuté sur le profil 32 a rencontré des argiles salifères ne présentant que des veines et des cristaux de sel. La masse saline pourrait s'y trouver à une profondeur plus grande.

Région de Obidos

Onze profils séismiques ont été étudiés dans cette région. Ce sont les profils 35 et 35-A, situés auprès de Carregal, qui ont donné les résultats les plus intéressants, c'est-à-dire des vitesses de l'ordre de 5.000 m/sec. pour des profondeurs inférieures à 100 m. Cependant un sondage réalisé ultérieurement sur le profil 35 est descendu jusqu'à 130 m sans atteindre le complexe salifère. Dans la Várzea da Rainha les vitesses obtenues par la prospection séismique ont indiqué la présence du sel-gemme à 150 m de profondeur, ce qui coincide avec les résultats connus du sondage S.P.1.

Zone de Dagorda et d'Amoreira

Sur huit profils, six ont donné des vitesses attribuables au sel-gemme et pour des profondeurs inférieures à 100 m et à 180 m. Cependant deux sondages réalisés ultérieurement afin de vérifier les résultats obtenus par la prospection séismique sont descendus jusqu'à 250 m sans rencontrer le sel.

Zone de Òlho Marinho et de Roliça

Aucun résultat pratique n'a été obtenu dans cette zone où le sel pourrait exister à des profondeurs supérieures à 200 m. Dans la partie orientale aucune vitesse comparable à celle du sel-gemme n'a pu être observée. Au contraire à l'Ouest il semblerait que le sel existe, mais à des profondeurs asses grandes.

C — RÉSULTATS GÉNÉRAUX

Si nous considérons l'ensemble des résultats des deux campagnes de prospection séismique il est possible de tirer un certain nombre de conclusions.

a) Il a été possible dans la zone de Campo, au Nord de Caldas da Rainha et dans celle de Várzea da Rainha, à l'Ouest de Obidos, de déterminer des vitesses de propagation de 4.000 et de 5.000 m/sec. correspondant au sel-gemme.

Les profondeurs obtenues pour les mêmes vitesses ont coincidé, dans la plupart des cas, avec les résultats des sondages S.P.1, S.P.3 qui ont servi d'éléments de contrôle.

b) En certains cas, comme on a pu le vérifier ultérieurement par une deuxième série de sondages, les vitesses attribuées au sel-gemme ont été produites par d'autres formations.

c) En raison des conditions structurales locales, extrêmement compliquées, telles que les plissements très serrés observés dans les marnes gypseuses et dans les calcaires plus ou moins dolomitiques de l'Infralias, et les nombreux accidents existants en différents points de la vallée typhonique, les résultats de certains profils ont été confus et d'interprétation difficile.

d) En dehors des caractéristiques structurales locales, les caractères lithologiques, qui varient beaucoup dans une même formation, ont compliqué les choses encore plus. C'est ainsi que dans le sondage F. M. 2 on a pu noter pour une même formation des vitesses de propagation augmentant avec la profondeur.

e) En raison de la structure très bouleversée de l'Infralias du fond de la vallée typhonique il a été difficile et dans certains cas impossible, d'établir des corrélations entre les différents profils étudiés.

f) La campagne de prospection séismique, complétée par 6 sondages courts, a eu néanmoins pour résultats concrets de montrer qu'il est peu probable de rencontrer, dans la région prospectée, du sel-gemme à des profondeurs inférieures à celles auxquelles il a déjà été trouvé jusqu'ici.

g) Dans les zones où il n'a pas été possible de reconnaître des vitesses attribuables au sel-gemme, ce dernier peut exister à des profondeurs que la prospection séismique n'a pu détecter.

Comme on peut le voir, du point de vue pratique, les résultats obtenus par la prospection seismique ont été très inférieurs à ce que l'on aurait pu en attendre.

VII — LES SONDAGES

Nous les diviserons en deux groupes. Tout d'abord trois sondages réalisés par la «Companhia Sais de Potássio, Lda.» destinés à reconnaître la présence du sel-gemme, après une prospection séismique préalable qui avait indiqué la probabilité d'existence de ce dernier.

Comme il a été dit plus haut, ces sondages sont au nombre de trois. Ils sont désignés dans le présent travail par S.P.1, S.P.2 et S.P.3. Tous trois ont atteint la masse salifère. Nous en donnons le détail ci-après.

Nous donnerons en deuxième lieu le détail des sondages F.M.1 à F.M.6, réalisés par le Serviço de Fomento Mineiro afin de contrôler les résultats de la deuxième prospection séismique, qui avait pour but de reconnaître les points de la vallée typhonique où le complexe salifère se trouvait le plus près de la surface. Parmi ces derniers sondages, FM.1 (Tornada) a donné un élément neuf par rapport à ce qui avait été trouvé dans les autres, réalisés jusque là. Il s'agit en l'occurence de la découverte d'un sel-gemme parfaitement hyalin, avec de rares inclusions et un peu d'anhydrite formant des espèces de voiles dans le sel. Ce sel est totalement différent de celui rencontré dans les autres sondages et qui présente toujours des indices de déplacement et très souvent une recristalliasation secondaire au cours des compressions. Dans le cas du sondage F.M.1 il s'agit d'un sel de formation primaire, de qualité comparable à celle des grands bassins salifères d'Europe.

Il nous semble présenter tant par sa qualité comme par sa position, un intérêt spécial pour les recherches futures qui viendraient à être réalisées dans la région.

Le sondage FM.1 n'a traversé que les premiers 18 mètres du complexe salifère et s'est arrêté à 279,63 m, la sonde ne permettant pas la continuation de la perforation.

A — LES SONDAGES DE LA «COMPANHIA SAIS DE POTASSIO, LDA.»

SONDAGE S.P. 1 — OBIDOS

Réalisé dans la Várzea da Rainha, à l'Ouest de Obidos (Pl. IV, fig. 1) ce sondage a rencontré la série géologique suivante:

Entre 0 m et 77 m — *Complexe quaternaire alluvial* (I)

Entre 77 m et 175 m — *Complexe gypseux* (II) comprenant deux masses principales de gypse, séparées par des marnes gypseuses avec inclusions et blocs de calcaire dolomitique et une zone de brèches calcaires.

A la base de ce complexe une couche d'argile rouge, légèrement saline, fait passage au complexe III sous-jacent, par une zone de brèches de 8 m d'épaisseur. L'inclinaison des couches est de l'ordre de 20°.

Entre 175 m et 240,11 m — *Série salifère supérieure* (III) comprenant plusieurs couches de sel-gemme grisâtre, assez pur, les autres étant formées par du sel avec inclusions de marnes et d'argiles. Il s'agit, semble-t-il, de la dernière récurrence saline de la région.

L'inclinaison des couches de cette série devient plus forte que celle du complexe II.

Entre 240,11 m et 357 m — *Série saline avec gypse et anhydrite* (IV). Cette série est constituée par des couches de sel-gemme par des brèches salifères, des argiles, des marnes, du gypse et de l'anhydrite. Les inclinaisons des couches sont de plus en plus fortes à mesure que les profondeurs vont en augmentant. C'est ainsi que l'on trouve les valeurs suivantes: 44° à 283,30 m; 50.° à 285 m; 67° à 295 m et 88° à 310 m.

Entre 357 m et 624,13 m — *Série saline principale* (V). Cette série est extrêmement homogène. Elle est formée par du sel-gemme gris, des brèches salifères, des marnes et des argiles. L'inclinaison des couches de cette série est de 74° à la profondeur de 420 m. Il s'agit de la masse principale de sel-gemme.

Entre 624,13 m et 743,24 m — *Série salifère rouge supérieure* (VI). Elle est formée par une alternance de brèches salifères rouges et de sel rosé ou rouge, avec inclusions marno-argileuses.

Entre 743,24 m et 843,23 m — *Série argileuse rouge supérieure* (VII). Elle est représentée par une alternance de brèches et d'argiles rouges avec inclusions et veines de sel rouge fibreux et des cristaux de sel, parfois organisés en trémies.

Entre 843,23 m et 938,57 m — *Série salifère rouge inférieure* (VIII). Il s'agit comme pour la série VI d'une alternance de sel rouge avec inclusions de marnes et d'argiles, de brèches salifères rouges et d'argiles rouges avec taches verdâtres.

Entre 938,57 m et 1.035,28 m — *Complexe argileux inférieur rouge* (IX). Il s'agit en l'occurence d'un complexe analogue à la série argileuse VII c'est-à-dire d'une alternance d'argiles rouges et de brèches salifères de même couleur.

Le pendage observé à 1.024 m de profondeur était de 41°.

Les argiles sont légèrement sableuses. Il est donc possible de penser que la formation salifère se termine à faible profondeur en dessous du point où le sondage a été arrêté, en raison des difficultés techniques rencontrées.

La série traversée nous montre une succession intéressante dans la sédimentation lagunaire de l'Infralias. Après une phase qui permit le dépôt du sel-gemme, il y eût un changement avec établissement de conditions nouvelles qui ont permis la formation du gypse, puis des calcaires dolomitiques anonciateurs d'une transgression qui a commencé avec le Sinémurien.

SONDAGE S.P. 2 — GAEIRAS

Réalisé en bordure de la route de Caldas da Rainha à Obidos, ce sondage a traversé les formations suivantes:

Entre 0 m et 45 m — *Complexe pliocène*

Entre 45 m et 247,20 m — *Complexe gypseux* — Ce complexe d'une épaisseur vraie de 110 à 120 m environ est représenté par des marnes à gypse, par des brèches gypsifères et par des couches de gypse gris pâle ou blanc, avec inclusions de marnes et de calcaires dolomitiques gris. De petits cristaux de pyrite existent dispersés çà et là, dans les marnes et dans les calcaires.

Nous remarquons dans la coupe donnée par le sondage, l'existence de deux masses principales de gypse. La première apparaît entre 55,87 m et 105,72 m de profondeur.

Elle possède une épaisseur vraie de 30 à 35 m environ, mais nous ne devons pas oublier qu'elle possède également d'importantes intercalations de marnes et d'argiles.

La deuxième masse apparaît entre 154,21 m et 196 m. Elle possède une épaisseur vraie de près de 20 m. Elle est moins chargée d'intercalations marneuses, mais semble plus bréchique.

Ces deux masses gypseuses sont intercalées dans un complexe de marnes à gypse de couleur grise ou gris-verdâtre. La présence d'inclusions de calcaires dolomitiques y est fréquente, ce qui n'est pas pour étonner, vu la proximité des affleurements de cette nature.

Entre 247,20 m et 316,90 m — *Complexe salifère supérieur avec anhydrite.*

Le toit de ce complexe est représenté par un dépôt d'anydrite d'une épaisseur vraie de 5 m environ, avec inclusions de sel, de marnes et de calcaires dolomitiques. La présence de cristaux de sel au milieu de l'anhydrite nous a fait ranger cette dernière dans le complexe salifère, mais elle devrait faire partie normalement du complexe gypseux précédent dont elle représenterait la base. Cette anhydrite est en voie de désagrégation et de transformation en gypse.

En dessous de l'anhydrite précédente, on observe un dépôt de sel d'une épaisseur vraie d'environ 15 m et contenant des petites inclusions d'anhydrite, d'argiles et de marnes à petits cristaux de pyrite.

La base du complexe est représentée surtout par des brèches salifères avec intercalations de sel blanc assez pur et d'anhydrite avec des inclusions de marnes et de calcaires gris. L'épaisseur vraie de cet ensemble inférieur est de l'ordre de 14 m environ. Ce complexe semble correspondre ici, quoiqu'infiniment moins complet, à l'ensemble des complexes, salifère supérieur et salifère avec gypse et anhydrite, du premier sondage d'Obidos.

Entre 316,90 m et 710, 60 m — *Complexe salifère principal gris avec anhydrite.*

Ce complexe correspond très probablement au complexe salifère gris principal du sondage S. P. 1 de Obidos. Il semble être beaucoup plus épais que dans ce dernier et très homogène. Il s'agit d'une alternance de sel-gemme gris avec inclusions d'argiles et d'anhydrite et de brèches salifères.

Contrairement à ce que nous avions vu dans le sondage S. P. 1, les intercalations d'anhydrite sont ici importantes. Elles rappellent un peu celles du sondage de Parceiros (Leiria). Une couche, ou bien une grande enclave d'anhydrite, a été rencontrée entre 656,68 m et 663 m de profondeur. Son épaisseur vraie doit être de l'ordre de 9 m environ. Le sondage fut arrêté à 710 m sans que le complexe rouge inférieur ait été atteint et sans avoir rencontré de sels de potasse.

L'étude du sondage nous permet de tirer les conclusions suivantes:

1 — Les formations hettangiennes traversées par le sondage S. P. 2 représentent la partie supérieure du complexe de même âge rencontré dans le premier sondage d'Obidos.

2 — L'épaisseur du complexe gypsifère est ici plus grande, car dans le premier sondage les couches supérieures ont été érodées lors du creusement de la vallée du Rio Arnoia.

3 — L'ensemble du complexe gypseux est fortement bréchique, ce qui s'explique par les compressions qu'il a subi au moment de la formation de la vallée typhonique et pendant les époques ultérieures. Il faut tenir compte également pour expliquer ce résultat des compressions provoquées par les transformations produites au sein même de la masse de gypse (tectonique propre du gypse).

4 — Le gypse semble avoir deux origines différentes:

a) Il y a un dépôt primitif qui a subi localement des transformations et des recristallisations secondaires, qui expliquent sa présence en remplissages dans les fissures et les diaclases des calcaires dolomitiques des mines de gypse.

b) Une partie du gypse vient de la transformation des couches primitives d'anhydrite. C'est ce que l'on trouve dans le sondage, où nous observons une couche d'anhydrite en voie de désagrégation à la base du complexe gypseux.

5 — L'état bréchique du gypse et des marnes gypseuses montre que leur ensemble, loin de jouer un rôle protecteur par rapport aux couches sous-jacentes du complexe salifère, a pu permettre des infiltrations locales des eaux et par conséquent des dissolutions locales du sel et des sels de potasse, si ces derniers ont existé. Ce phénomène est plus que probable sur le passage des failles telles que celle du Casal das Caixinas qui est le siège d'une circulation d'eau salée observée dans la mine. Il doit en être de même jusqu'à une certaine profondeur le long des filons altérés qui existent dans la région.

6 — La formation de sel gris avec inclusions de marnes, d'anhydrite, de calcaires, etc., qui alternent avec des zones de brèches salifères, est extrêmement uniforme dans toute son épaisseur. Les couches en sont très inclinées atteignant un pendage de 66° vers 400 m de profondeur et de 50° vers 465 m.

7 — La présence d'inclusions et d'enclaves d'anhydrite et de calcaires gris montre que sous l'action des pressions qui se sont exercées sur la masse du sel-gemme, cette dernière est remontée par la crevasse initiale qui a produit la vallée typhonique, en l'élargissant et en arrachant aux couches profondes de la couverture jurassique redressée, des éléments qui furent ensuite ramenés vers la surface.

8 — L'anhydrite n'a été trouvée dans le sondage S. P. 1, que dans le complexe salifère supérieur au sel gris, alors que dans le sondage S. P. 2 on la trouve dans toute l'épaisseur de la masse saline.

SONDAGE S.P. 3 — CAMPO

Réalisé au bord de la route de Caldas da Rainha à Espinheira, à 500 m environ à l'Ouest de l'axe anticlinal et des maisons du village de Campo, ce sondage a traversé les formations suivantes (Fig. 3):

Entre 0 m et 44 m — *Dépots sableux pliocènes et formations superficielles.*

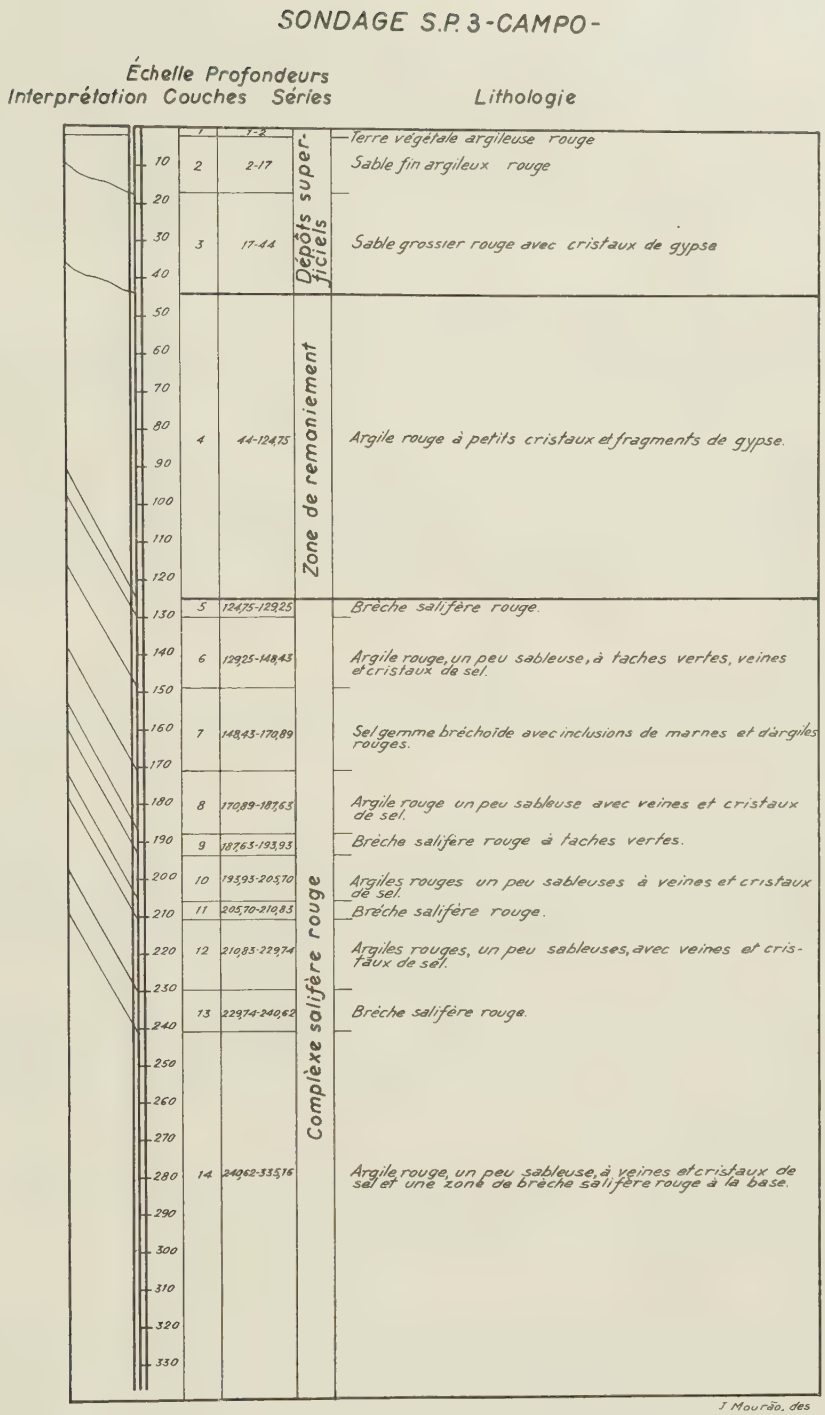


Fig. 3 — Coupe du sondage S.P. 3 — Campo

Entre 44 m et 124,75 m — *Dépôts altérés du complexe salifère.* Il s'agit d'une argile rouge lie-de-vin avec petits cristaux de gypse.

Entre 124,75 m et 335,16 m — *Complexe salifère rouge.* Ce complexe est constitué par une alternance d'argiles rouges et de brèches salifères de même couleur. Une couche de sel-gemme bréchoïde fut rencontrée entre 148,73 m et 170,89 m.

Les derniers 0,60 m ont été forés dans un sel-gemme bréchoïde de même type que le précédent. Les argiles rouges contiennent des veines de sel fibreux et des cristaux. Elles se chargent progressivement de sables.

Le complexe salifère rouge correspond, sans aucun doute, à celui qui fut observé à la partie inférieure du sondage S. P. 1 de Obidos. Il manque donc ici toutes les formations supérieures qui devraient lui être superposées, c'est-à-dire les complexes du gypse, du sel blanc et du sel gris. L'épaisseur vraie traversée par le sondage n.º 3 doit être d'environ 100 m si l'on suppose que l'inclinaison des couches est de l'ordre de 50 à 60º.

Les argiles et les marnes rouges prédominent nettement sur les brèches et le sel-gemme qui deviennent de plus en plus rares et espacés en profondeur. Elles se chargent progressivement de sable fin dont la proportion augmente vers la partie inférieure du sondage, comme on l'avait observé dans le sondage S. P. 1.

B — LES SONDAGES DU SERVIÇO DE FOMENTO MINEIRO

Nous les citerons successivement en considérant leur position du Nord au Sud.

Région de S. Martinho do Porto

L'étude des trois profils séismiques qui avaient été étudiés dans la plaine marécageuse de Cela, avait donné des vitesses de réflection qui pouvaient être attribuées à la présence de formations salifères. Afin de vérifier les résultats obtenus par la géophysique, il fut résolu de faire un sondage (F.M.6) localisé au point 915 sur le profil n.º 44 où les deux formations donnant respectivement les vitesses de 3.500 m/sec. devaient être rencontrées à 52 m et à 165 m de profondeur, compte tenu de l'inclinaison probable des couches.

Pour des raisons d'ordre pratique le sondage fut exécuté au point 948 du même profil où ces formations devaient être un peu plus profondes et qui se trouvait situé à environ 500 m au SSW de Casa da Moita.

SONDAGE F.M. 6 (CELA)

Le sondage a traversé les formations suivantes:

C.1 — Entre 0 m et 1,50 m — Vases gris-foncé avec *Cardium edule. Scrobicularia plana,* etc.

C.2 — Entre 1,50 m et 14,95 m — Sables grossiers à nombreux fragments de coquilles.

C.3 — Entre 14,95 m et 32,35 m — Sables fins avec fragments de coquilles.

C.4 — Entre 32,35 m et 33 m — Mince couche d'argile avec restes ligniteux.

C.5 — Entre 33 m et 43,25 m — Sable grossier avec fragments de coquilles et une couche de gros galets à la base.

C.6 — Entre 43,25 m et 67,35 m — Sables gris de grain moyen à fin avec fragments de coquilles.

C.7 — Entre 67,35 m et 137 m — Calcaires durs, fracturés et caverneux, gris foncé, avecv eines et géodes de calcite. La partie supérieure de cette formation est plus marneuse. On y observe des remplissages sableux et des cristaux de pyrite. Entre 95 m et 106 m se place une formation de marnes grises à inclusions calcaires.
Entre 137 m et 146 m — Marnes gypsifères avec intercalations de calcaires.
Entre 146 m et 159 m — Gypse sacharoïde avec intercalations de marnes.
Entre 159 m et 178 m — Marnes gypsifères.
Entre 178 m et 198,40 m — Alternance de gypse avec anhydrite et de calcaires marneux fracturés.
Entre 198,40 m et 224,70 m — Gypses avec inclusions et intercalations de calcaires gris, plus ou moins marneux.
Entre 224,70 m et 236,43 m — Calcaire poreux tendre.
Entre 236,43 m et 249,23 m — Gypse avec anhydrite et intercalations calcaires.
Entre 249,23 m et 269,23 m — Calcaires poreux tendres.

Les résultats de ce sondage ont montré que les vitesses obtenues sur le profil n'étaient pas dûes à la présence du complexe salifère, qui n'a pas été atteint et qui doit se trouver à une profondeur beaucoup plus grande. Les couches 1 à 6 correspondent aux formations alluviales modernes et aux sables pliocènes.

Région de Caldas da Rainha

Deux sondages ont été réalisés dans la région de Caldas da Rainha à la suite de la campagne de prospection géophysique. L'un d'eux a été localisé à l'Est de l'anticlinal de Campo et l'autre à l'Ouest de ce dernier.

Le sondage F. M. 1 fut exécuté au point 30 du profil 51 afin de vérifier les résultats obtenus sur ce dernier. En effet les vitesses de réflexion obtenues étaient de 4.300 m/sec. pour des profondeurs de 60 m au point 0 et de 115 m au point 1.003. Le sondage a confirmé les résultats séismiques, mais en montrant qu'il ne s'agissait pas de formations salifères.

SONDAGE F.M. 1 (TORNADA)

Ce sondage a traversé la série suivante:

Entre 0 m et 0,50 m — Terre végétale.
Entre 0,50 m et 25,55 m — Sables pliocènes comprenant de haut en bas 0,70 m de sables avec graviers, 4,60 m de sables fins blancs, 18 m de de sables fins grisâtres micacés et 1,50 m de sable de grain moyen avec fossiles astiens.
Entre 25,55 m et 68,82 m — Complexe marneux comprenant des marnes grises et des marnes rouges avec plusieurs intercalations de calcaires marneux gris, de gypse et de brèches.
Entre 68,82 m et 213,45 m — Alternance de marnes gypsifères grises à taches rouges et de gypses avec inclusions et intercalations de marnes et de calcaires marneux gris.
Entre 213,45 m et 261,30 m — Calcaires marneux gris avec intercalations de marnes gypseuses grises, de gypse impur et de brèches.
Entre 261,30 m et 279,65 m — Complexe salifère avec intercalations d'anhydrite entre 267 m et 272,35 m.

En résumé, le sondage F.M.1 a traversé les séries suivantes:

Un complexe pliocène entre 0 m et 25,55 m.
Un complexe gypseux entre 25,55 m et 261, 28 m
Un complexe salifère entre 261,28 m et 279,65 m (extrémité du sondage).

Les inclinaisons mesurées en grades, par le personnel du Serviço de Fomento Mineiro, ont été les suivantes:

Profondeurs	*Pendages*
78,53 m	35 Grades
Entre 82,85 m et 89,50 m	41 G.
103,90 m	25,5 G.
215 m	58 G.
Entre 216,90 m et 223,20 m	38 G.
224,40 m	86 G.
237,50 m	54 G.
254,55 m	26 G.
255,30 m	40 G.

SONDAGE F.M. 2 (ESPINHEIRA)

Le sondage F.M.2 (Espinheira) se trouve situé sur le profil 32. En effet le calcul des vitesses de réflexion avait donné pour le point «0» une profondeur relativement faible (55 m). Après comparaison avec les résultats obtenus sur le profil 24, qui passe par le sondage S.P.3 de Campo, dans lequel on connaît l'existence de sel-gemme, il était permis de croire que les vitesses, sur le profil séismique 32, devaient correspondre, elles aussi, à une formation salifère. Le sondage F.M. 2. fut donc localisé à 5 m du point 30 de ce profil.

Contrairement aux prévisions, le complexe salifère n'a pas été rencontré.

La série traversée par le sondage comprend les formations suivantes:

Entre 0 m et 50,75 m — Marnes gypsifères rouges à taches vertes.
Entre 50,75 m et 195 m — Marnes gypsifères vertes à taches rouges et cristaux de sel rouge.
Entre 195 m et 212,30 m — Marnes rouges à taches vertes avec gypse et anhydrite.

Le sondage fut arrêté à 212,30 m sans avoir rencontré de sel. Il n'est pas possible de définir en toute certitude la position du complexe traversé.

Région de Obidos

Trois sondages ont été exécutés dans cette région afin de vérifier les résultats de la campagne géophysique. Ces trois sondages ont été localisés sur le bord occidental de la vallée typhonique, l'un d'eux au Nord-Ouest et les deux autres au Sud-Ouest du sondage S.P.1 de la compagnie «Sais de Potássio, Lda.».

SONDAGE F.M. 3 (CARREGAL)

Ce sondage a été exécuté à environ 250 m au SW de Carregal afin de vérifier les résultats obtenus sur les deux profils 35 et 35-A, qui donnaient pour des vitesses de 5.000 m/sec des profondeurs inférieures à 100 m. Les deux profils exécutés sur le même alignement avaient donné des différences par suite d'une discontinuité existant dans les formations aux deux extrémités.

Le sondage F.M.3 a traversé un épais complexe de marnes gypsifères rouges à taches grises, avec restes d'anhydrite entre 0 m et 130,45 m. Entre 108 m et 128 m on a pu observer des imprégnations bitumineuses. Cette série rappelle beaucoup la succession observée dans le sondage FM.2 d'Espinheira, situé plus au Nord. Comme on peut s'en rendre compte le complexe salifère n'a pas été rencontré dans ce sondage quoique, en dessous de 130 m, les formations trouvées aient un goût salé. La nature de la sonde utilisée n'a pas permis de continuer la perforation en dessous de 130 m. La vitesse élevée obtenue sur les deux profils n'a pu être expliquée convenablement. Elle doit être en relation avec la position des couches et la présence de calcaires dans le voisinage.

SONDAGE F.M. 5 (SOBRAL DA LAGOA)

Il fut exécuté à une distance d'environ 450 m au Sud-Est du pont sur le Rio Rial, afin de vérifier les résultats des alignements séismiques 8 et 8-A, qui, pour des vitesses attribuables au complexe salifère, avaient donné des profondeurs inférieures à 100 m.

Les formations traversées par le sondage F.M.5 ont été les suivantes:

Entre 0 m et 3 m — Vases rouges.
Entre 3 m et 5 m — Sables gris.
Entre 5 m et 31 m — Calcaire gris caverneux, fracturé, à veines de calcite.
Entre 31 m et 40,25 m — Marnes gypseuses rouges et grises avec inclusions calcaires.
Entre 40,25 m et 70,55 m — Calcaire gris foncé, caverneux, fracturé, à veines de calcite et imprégnations bitumineuses.
Entre 70,55 m et 82,20 m — Marnes gypseuses grises.
Entre 82,20 m et 107 m — Gypse blanc sacharoïde avec quelques inclusions de marnes et de calcaires.
Entre 107 m et 147,50 m — Alternance de gypse blanc saccharoïde et de calcaire gris fracturé et quelques intercalations de marnes gypsifères grises.
Entre 147,50 m et 186,50 m — Marnes gypsifères grises avec intercalations de calcaires gris, parfois bitumineux, avec veines et cristaux de gypse.

Le sondage F.M.5 rappelle, dans une certaine mesure, celui réalisé dans le Paúl da Cela (F.M.6). Comme ce dernier, il n'a pas atteint le complexe salifère. Les causes des vitesses élevées obtenues sur les deux profils doivent être recherchées ailleurs.

SONDAGE F.M. 4 (REGO TRAVESSO)

Il est situé à environ 375 m au SE des maisons de Rego Travesso, sur le profil 28. La prospection séismique avait donné sur ce profil, pour des vitesses de 2.850 m/sec et de 4.650 m/sec, des profondeurs de 50 m et 130 m au point -20 et des profondeurs de 40 m et

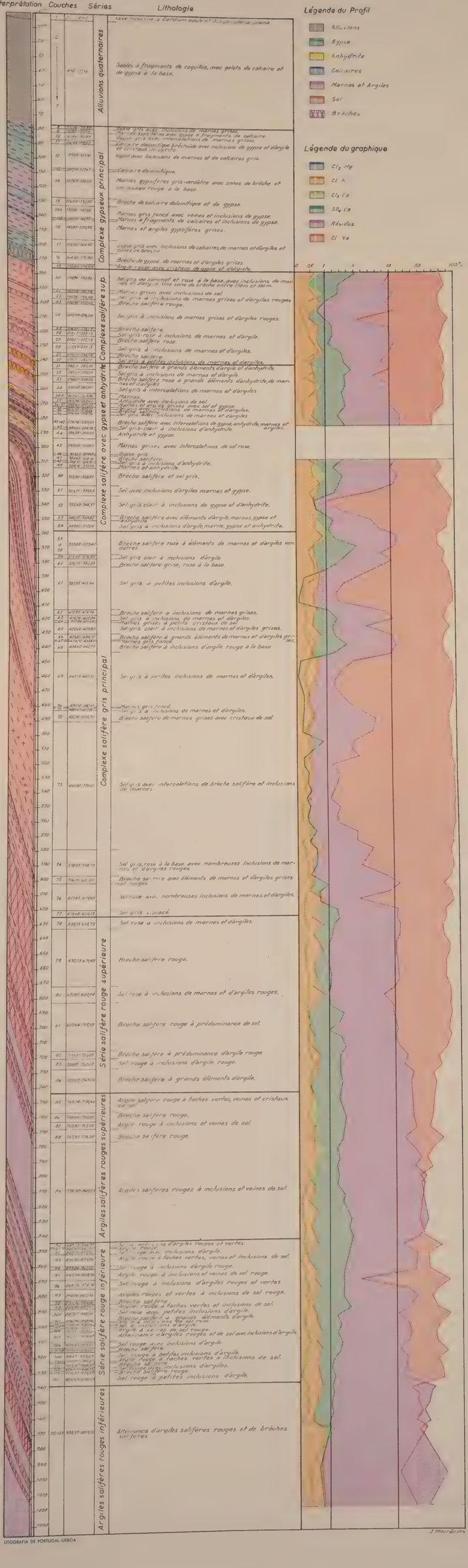
225 m au point 950. Le sondage fut exécuté à 70 m du point d'explosion -20 (point 50 du profil).

Les formations traversées ont été les suivantes:

Entre 0 m et 3,30 m — Terre végétale.
Entre 3,30 m et 6,08 m — Sable foncé très argileux reposant sur un niveau de galets.
Entre 6,08 m et 49,20 m — Sables jaunâtres à blancs, pliocènes.
Entre 49,20 m et 77,52 m — Calcaires gris foncés à veines de gypse et de calcite et imprégnations bitumineuses. Ils possèdent quelques intercalations de marnes grises gypsifères.
Entre 77,52 m et 91,80 m — Marnes gypsifères avec intercalations de gypse.
Entre 91,80 m et 103,30 m — Calcaire marneux gris à veines et intercalations de gypse.
Entre 103,30 m et 127, 75 m — Gypse gris et anhydrite avec inclusions marneuses et calcaires.
Entre 127,75 m et 150,45 m — Marnes gypsifères grises avec quelques imprégnations bitumineuses.
Entre 150,45 m et 159,45 m — Gypse gris.
Entre 159,45 m et 169,60 m — Calcaire marneux à veines de gypse.
Entre 169,60 m et 232, 70 m — Marnes gypsifères grises à taches rouges et quelques imprégnations bitumineuses.

Comme on le voit, le complexe salifère n'a pas été atteint par ce sondage. La vitesse de 2.850 m/sec correspond au sommet de l'Infralias. La vitesse de 4.650 m/sec. n'a pas été expliquée.

SONDAGE S.P.1-ÓBIDOS



LITOGRAFIA DE PORTUGAL-LISBOA

J. Mouriscots

VIII — LA COMPOSITION CHIMIQUE DU SEL-GEMME

Comme il a été dit antérieurement, c'est dans le but de rechercher des sels de potasse que furent exécutés, dans la région de Caldas da Rainha, les trois sondages profonds de la «Companhia Sais de Potássio, Lda.» qui portent les désignations de S.P.1 (Obidos), S.P.2 (Gaeiras) et S.P.3 (Campo).

Le long de chaque carotte de sondage, longue de 6 m et sur deux de ses faces opposées, un prélèvement longitudinal et continu a été fait.

Un premier essai chimique sommaire était fait sur le local du sondage afin d'essayer de détecter la présence des sels de potasse. L'échantillon observé était ensuite envoyé au Laboratoire du Serviço de Fomento Mineiro à Lisbonne pour y être analysé. Ainsi chaque analyse correspond à une longueur de 6 m de carotte.

La construction des graphiques a obéi aux critères suivants:

Trois échelles différentes ont été utilisées conformément aux variations des pourcentages entre 0 et 1 %, entre 1 % et 10 % et entre 10 % et 100 %.

Pour mettre en évidence les relations qui existent entre les variations des pourcentages et des couches coupées par les sondages, nous avons marqué ces dernières à gauche du graphique de chaque analyse en indiquant leurs numéros respectifs et leurs profondeurs.

SONDAGE S.P. 1 (OBIDOS)

Pourcentages du chlorure de potassium (ClK)

La courbe des pourcentages du chlorure de potassium montre des variations très uniformes d'une extrémité à l'autre de ce sondage. Le pourcentage moyen est légèrement supérieur à 0,50 %.

Le pourcentage maximum (0,93 %) a été observé entre 357,20 m et 363,05 m de profondeur, dans les couches 55 à 58, représentées par un complexe de brèches salifères de couleur rose avec des inclusions de marnes et d'argiles vertes.

Le pourcentage minimum (0,22 %) a été rencontré entre 849 m et 854,05 m de profondeur, dans une couche salifère bariolée avec veines et inclusions de sel.

Pourcentages du chlorure de calcium (Cl_2Ca)

Le chlorure de calcium existe en quantités très faibles. Son pourcentage moyen est inférieur à 0,50 %. Le pourcentage maximum (1,38 %) a été observé entre 966,50 m et 974,30 m de profondeur, dans le complexe argileux salifère inférieur.

Trois maximas secondaires ont été observés aux profondeurs suivantes:

Entre 357,20 m et 363,05 m (1,27 %) dans les couches C.54 à C.57 qui correspondent à une brèche salifère rose avec inclusions de marnes et d'argiles vertes.

Entre 314,84 m et 320,69 m (1,14 %) dans la couche C.50 qui correspond à une brèche salifère à sel gris.

Entre 186,44 m et 192,29 m (1,11 %), dans la couche C.20 qui correspond à un sel-gemme gris avec inclusions d'argiles.

Le pourcentage minimum (0,03 %) fut observé entre 960,65 m et 966,50 m, dans le complexe argileux salifère inférieur.

Pourcentages du sulfate de calcium (SO_4Ca)

La courbe du sulfate de calcium présente nettement deux maxima qui se placent entre 180 m et 450 m de profondeur et entre 600 m et 990 m.

Dans le premier cas le maximum (5,50 %) a été observé entre 363,05 m et 368,90 m de profondeur dans les couches 55 à 58, lesquelles correspondent à des brèches salifères roses avec inclusions de marnes et d'argiles verdâtres.

Le deuxième (4,10 %) fut observé entre 843,15 m et 849 m dans les couches C.90 à C.92, lesquelles correspondent à un sel-gemme rougeâtre avec inslusions et intercalations de marnes et d'argiles rouges et vertes.

Le pourcentage minimum (0,06 %) fut observé entre 400 m et 409,85 m de profondeur, dans la couche C.61 qui correspond à un sel gris avec petites inclusions d'argiles.

Pourcentages du chlorure de sodium (ClNa)

Le développement principal du complexe salifère fut observé entre 180 m et 800 m. Dans ce complexe le pourcentage moyen en chlorure de sodium est supérieur à 50 %. Entre 800 m et 840 m on note une légère diminution du pourcentage moyen qui s'abaisse en dessous de 50 %. Entre 840 m et 940 m les pourcentages redeviennent élevés. Finalement entre 940 m de profondeur et l'extrémité du sondage, le pourcentage du chlorure de sodium décroît nettement, mais d'une manière irrégulière.

Les pourcentages maxima (97,08 %) ont été vérifiés entre 540,50 m et 546,35 m de profondeur et entre 517,17 m et 522, 95 m dans la couche C.73 correspondant à un complexe de sel-gemme gris avec quelques intercalations de marnes et de brèches marneuses. Le pourcentage minimum (14,38 %) a été observé entre 974,30 m et 1.014,90 m dans les couches C.115 à 123, qui correspondent à un complexe d'argiles salifères rouges et de brèches salifères.

CONCLUSIONS SUR LE SONDAGE S.P. 1 (OBIDOS)

Les analyses chimiques du sel-gemme trouvé dans le sondage S.P.1 ont montré que les pourcentages en chlorure de potasse sont extrêmement faibles.

Les pourcentages en chlorure de calcium sont encore plus faibles. La courbe paraît indiquer qu'ils varient parallèlement et dans le même sens que les pourcentages des résidus.

Les pourcentages du sulfate de calcium varient nettement dans le même sens que ceux des résidus. Les maxima et les minima des uns et des autres présentent des relations très nettes dans ce sens. Ces pourcentages peuvent être expliqués en général par la présence d'inclusions d'anhydrite et parfois de cristaux de gypse au milieu du sel-gemme.

Le sel-gemme est très certainement le complexe le plus intéressant qui fut traversé par le sondage. Le graphique montre sa composition et indique sa pureté relative, en donnant les pourcentages en résidus, constitués surtout par des inclusions de calcaires, de marnes, d'argiles, etc.

Nous pouvons de cette façon observer, sur le graphique, l'existence de 5 zones de variations successives, pour lesquelles les pourcentages en chlorure de sodium varient en sens inverse des pourcentages des résidus.

a) Entre 180 m et 280 m le pourcentage en chlorure de sodium est proche de 80 % (pourcentage maximum 92 %). Le pourcentage moyen des résidus est proche de 10 % (Minimum 5,5 %).

b) Entre 282 m et 307 m le graphique montre une lacune dûe aux formations géologiques, traversées par le sondage (marnes salifères grises et anhydrite), pour lesquelles il n'y eût pas d'analyses faites.

c) Entre 307 m et 600 m le pourcentage moyen du chlorure de sodium est voisin de 90 % (maximum 96 %). Le pourcentage maximum des résidus correspondants est de 20 % et le minimum de 1,5 %. Il est à noter que cette zone est la plus riche en chlorure de sodium et la plus pauvre en résidus.

d) Entre 600 m et 800 m les pourcentages de chlorure de sodium diminuent. Le pourcentage moyen de ClNa est ici de l'ordre de 60 %. Par contre les pourcentages des résidus augmentent progressivement jusqu'à atteindre 46 % à 798 m de profondeur. En ce point les pourcentages en chlorure de sodium sont égaux aux pourcentages des résidus.

e) Entre 840 m et l'extrémité inférieure du sondage les pourcentages des résidus sont supérieurs aux pourcentages du chlorure de sodium à l'exception d'une zone située entre 840 m et 940 m de profondeur où le pourcentage moyen du chlorure de sodium atteint 50 % et le pourcentage maximum des résidus 40 %.

Les résidus sont essentiellement représentés par les inclusions et les intercalations de marnes et d'argiles versicolores, ainsi que par des éléments calcaires. Le pourcentage moyen des résidus est inférieur à 20 % entre 180 m et 710 m de profondeur et supérieur à 20 % à des profondeurs plus grandes.

Le pourcentage maximum des résidus a été observé entre 974,30 m et 1.014,90 m, dans le complexe salifère argileux rouge inférieur (couches C.115 à 123).

Les pourcentages minima des résidus ont été observés entre 332,39 m et 338,24 m de profondeur, dans le sel gris clair avec quelques inclusions de gypse et d'anhydrite (couche 52).

En raison des faits cités on peut dire que du point de vue industriel les couches salifères rencontrées dans le sondage S.P.1 peuvent être groupées de la manière suivante:

1.º — Un groupe d'intérêt majeur comprenant la totalité du complexe VI et la partie inférieure du complexe V.

2.º — Un groupe de couches d'intérêt secondaire représenté par le complexe III, par la partie supérieure de la série IV et par l'ensemble de la série VI?

3.º — Un groupe de faible intérêt en raison des nombreuses enclaves, inclusions et impuretés diverses, surtout argilo-marneuses. Les séries VII, VIII et IX appartiennent à ce groupe.

Dans l'ensemble du complexe salifère reconnu dans ce sondage, on note l'absence pour ainsi dire totale de sels de magnésium.

SONDAGE S.P. 2 (GAEIRAS)

Les analyses de sel de ce sondage ont donné des résultats très comparables à ceux des analyses du sondage S.P.1 (Obidos). Le graphique présente un aspect extrêmement régulier.

Pourcentages du chlorure de potassium (ClK)

Ces pourcentages sont extrêmement faibles et ne présentent pas d'intérêt pratique. Le maximum (0,83 %) a été observé entre 296,55 m et 300,50 m dans une brèche de sel blanc et d'argile verte. Le minimum (0,05 %) correspond à un niveau de sel gris avec zones roses et inclusions d'anhydrite, de marnes grises et d'argiles vertes, apparaissant entre 557,05 m et 562,90 m.

Pourcentages du chlorure de calcium (Cl_2Ca)

Le pourcentage maximum (1,14 %) fut observé entre 527,80 m et 533,65 m dans un sel gris avec inclusions d'argile et d'anhydrite. Le minimum (0,03 %) fut trouvé entre 638,95 m et 650,65 m dans une formation semblable, mais avec inclusions plus petites.

Pourcentages du sulfate de calcium (SO_4Ca)

Le pourcentage maximum (36,06 %) a été trouvé dans un sel gris à inclusions d'argiles et d'anhydrite, entre 627,35 m et 633 m. Le pourcentage minimum (0,33 %) a été reconnu entre 399,10 m et 404,95 m dans une formation de même nature.

Pourcentages du chlorure de sodium (ClNa)

Les variations de ces pourcentages se font entre un maximum de 94,84 %, vérifié entre 399,10 m et 404,95 m, dans un sel gris avec inclusions de marnes et d'anhydrite et un minimum de 57,22 %, vérifié entre 627,25 m et 633,10 dans une formation de même nature.

Ainsi qu'il a déjà été dit pour le sondage S.P.1, les pourcentages des résidus varient en sens contraire des pourcentages en chlorure de sodium. C'est ainsi que pour le pourcentage maximum du sel-gemme (94,84 %) on trouve un pourcentage minimum de résidus (4,17 %) et pour le minimum de ClNa (57,22 %) on trouve un maximum de résidus (36,6 %).

Si nous observons le graphique des analyses chimiques du complexe salifère traversé par le sondage S.P.2 (Gaeiras), nous pouvons faire les mêmes remarques que celles qui furent faites à propos du sondage S.P.1 (Obidos) quant au comportement de ses divers composants.

Comme il a été dit pour le sondage précédent, le seul élément digne d'intérêt est le chlorure de sodium, dont les pourcentages varient entre 52,22 % et 94,84 %.

Le complexe salifère présente une composition relativement homogène. On le trouve à une profondeur de 247,20 m. Il semble donc présenter un intérêt industriel et pourra un jour, dans le futur, être exploité par injection d'eau et dissolution en profondeur.

Les sels de potasse, dont la découverte était le principal but de la campagne, n'ont été trouvés qu'en quantités si petites, qu'elles ne présentent aucun intérêt pratique. Enfin le chlorure de magnésium n'existe qu'à l'état de traces extrêmement ténues.

SONDAGE S.P. 3 (CAMPO)

Au contraire de ce qui fut observé dans les sondages S.P.1 (Obidos) et S.P.2 (Gaeiras) le sondage S.P.3 (Campo) a rencontré seulement de minces couches de sel rouge. Pour cette raison, nous ne donnons pas, pour ce sondage, de graphique des analyses chimiques, lequel serait formé par cinq zones séparées par quatre intervalles sans analyses, correspondant à des zones de marnes et d'argiles salifères.

L'observation des carottes du sondage a montré que les couches traversées par ce dernier doivent correspondre au complexe salifère inférieur du sondage S.P.1.

Les résultats des analyses chimiques du sel-gemme correspondent à des prélèvements exécutés le long de chaque deux mètres de carotte. Ils confirment ce point de vue. Il s'agit d'une série salifère très semblable aux séries VII et VIII du sondage S.P.1.

Les résultats obtenus montrent que les pourcentages du chlorure de potassium sont toujours très faibles, quoiqu'ils atteignent un maximum de 1 % entre 127 m et 188 m de profondeur. Le pourcentage minimum (0,50 %) a été observé à 157 m.

Le pourcentage du chlorure de magnésium (inexistant à la partie supérieure du sondage) atteint un maximum de 0,25 % entre 210 m et 235 m de profondeur.

Le chlorure de calcium, qui atteint un maximum de 0,40 % à 130 m de profondeur, disparaît complètement à la partie inférieure du sondage.

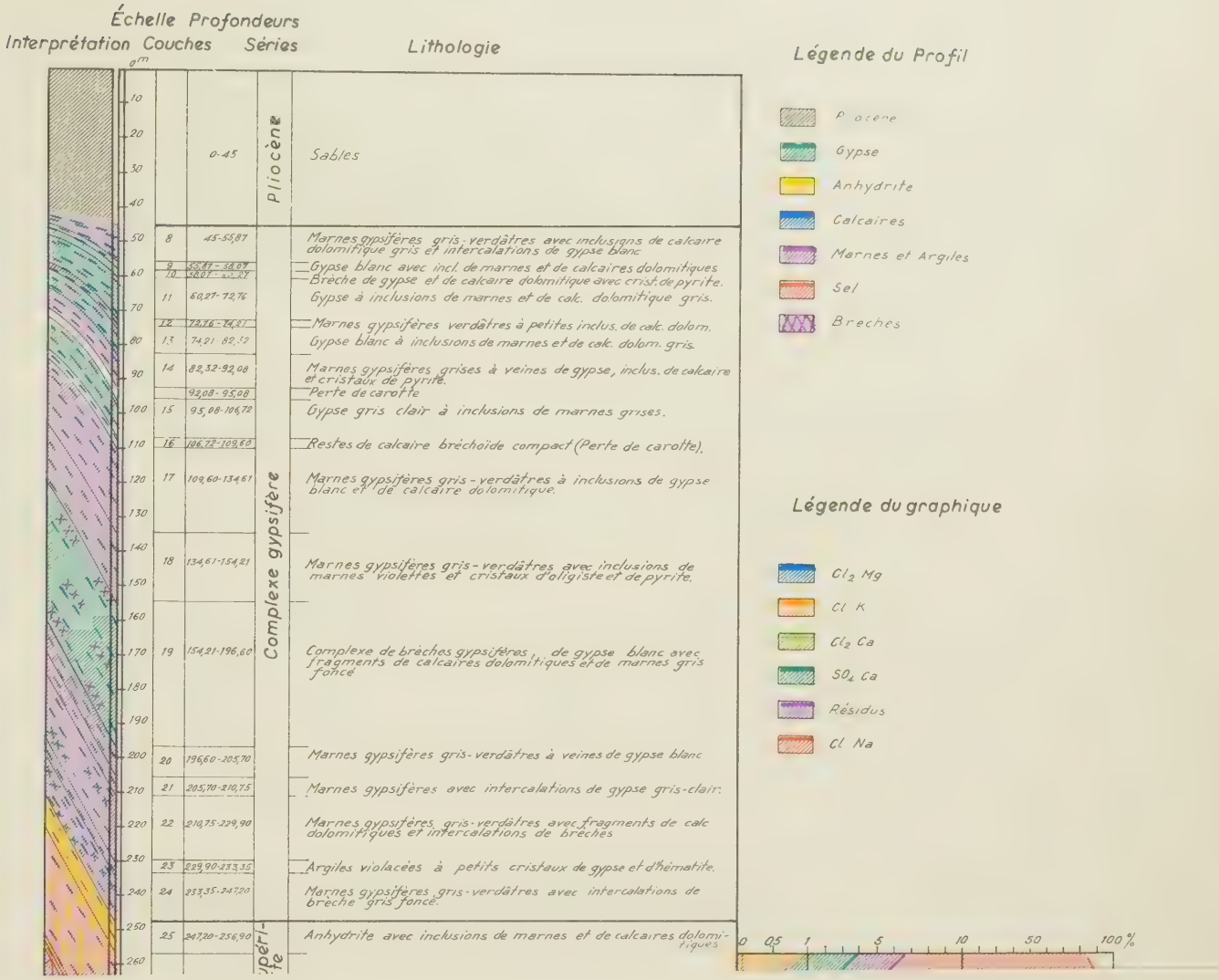
Le pourcentage du sulfate de calcium, dont la distribution est très uniforme, atteint un maximum légèrement supérieur à 4 %.

Le pourcentage maximum de chlorure de sodium atteint 84 % à 158 m, mais le pourcentage des résidus, au même point, atteint 12 %.

Leur maximum est de 58 % à 126 m.

En présence de ces faits il est possible de dire que le sel trouvé dans le sondage S.P.3 présente peu d'intérêt en raison de ses impuretés.

SONDAGE S.P.2-GAEIRAS-



IX — CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS SALIFÈRES

L'épaisseur de certains gisements de sel-gemme, qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres, est difficile à expliquer et l'on s'est demandé souvent en quel milieu le sel a pu se déposer.

Nous savons actuellement que les «évaporites» peuvent avoir diverses origines:

a) Les sources salées.
b) Les mers et les océans.
c) Les lagunes salées littorales.
d) Les lacs continentaux salés.
e) Les dépôts de lessivage des régions arides ou semi-arides.

a) — Les sources salées n'ont évidemment pu former les grands dépôts de sel-gemme connus dans le Permien, le Trias, le Lias inférieur, etc.

Les évaporites déposées par des sources ont presque toujours une extension très limitée.

b) — On a calculé que pour obtenir une épaisseur de 300 m de sel il faudrait évaporer une colonne d'eau de mer, à 3 % de ClNa, d'une hauteur de 20 km.

L'évaporation totale d'une mer ayant cette profondeur est peu vraisemblable.

Des expériences de laboratoire ont montré, qu'en évaporant de l'eau de mer dans un bassin, l'ordre des précipitations des différents sels dépendait de facteurs très variés: solubilité, température des eaux et du milieu ambiant, présence ou absence de lumière solaire, saison de l'année pendant laquelle se fait l'évaporation, etc.

D'après USIGLIO, l'ordre des précipitations serait le suivant:

1.º — Carbonate de calcium et des oxydes de fer.
2.º — Carbonate de calcium avec sulfate de calcium prédominant.
3.º — Sulfate de calcium (gypse) avec chlorure de sodium prédominant.
4.º — Chlorure de sodium, d'abord seul, puis avec sulfate de magnésium, chlorure, de magnésium, bromure de sodium, etc.

Une telle succession, obtenue au cours d'expériences de laboratoire, ne l'est pas toujours dans la nature, où certains termes peuvent manquer.

Par exemple, un retour des eaux marines dans un bassin d'évaporation interrompt le cycle et provoque une reprise du phénomène par son début, avec réapparition des premiers termes de la série des dépôts.

Parfois l'évaporation s'arrête au stade des carbonates. Parfois elle ne dépasse pas le stade du sulfate de calcium (exemple des gypses de la région de Coimbra, de Tomar, etc.). Quelquefois le sel arrive à se déposer à son tour (exemple du sel-gemme de Leiria, Caldas

da Rainha et Rio Maior, etc.). Enfin il y eût des cas infiniment plus rares, où l'évaporation a pu s'étendre aux eaux mères, elles mêmes, dont les sels se sont eux aussi déposés.

On peut se demander avec raison comment ces derniers ont pu se conserver après leur formation, alors qu'une légère humidité suffit pour les mettre en solution.

Un régime de climat aride, aidé par un ensevelissement rapide semblent, à première vue indispensables pour leur conservation.

L'ordre de dépôt de ces sels, à partir de l'évaporation des eaux mères, est le suivant:

1.º — Polyhallite ($2CaSO_4$, $MgSO_4$, K_2SO_4, $K_2SO_4 2H_2O$).
2.º — Kainite (KCl, $MgSO_4$, $3H_2O$).
3.º — Kieserite ($MgSO_4$, $3H_2O$).
4.º — Carnallite (KCl, $MgCl_2$, $6H_20$).
5.º — Bischofite ($MgCl_2$, $6H_20$).

Les expériences d'Usiglio ont été faites dans une pièce dont la température a été maintenue à 40º et dont l'air fut maintenu sec. En faisant varier la température on est arrivé à produire des effets très différents.

Par exemple, par un refroidissement on accélère la précipitation du sulfate de magnésium qui, ensuite, peut rentrer en solution si les eaux se réchauffent.

Suivant les saisons de l'année et selon que l'évaporation se produit pendant le jour ou pendant la nuit, des sels différents peuvent se déposer.

La formation de gypse ou d'anhydrite est fonction du facteur température, ainsi que de la présence ou de l'absence d'autres sels dans la solution.

Le gypse précipite en dessous de 66º et l'anhydrite au dessus de cette température. La présence d'autres sels dans la solution peut charger le point critique.

L'anhydrite, une fois exposée aux agents atmosphériques, se transforme peu à peu en gypse, mais le gypse soumis à forte pression et température élevée, redonne de l'anhydrite.

Van't Hoff a étudié les effets de la température sur l'évaporation de solutions contenant un ou plusieurs sels. Il a trouvé qu'à une température de 20ºC, 100 gr d'eau dissolvaient 25,6 gr de ClK et 26,4 gr de ClNa. A 50ºC la même quantité d'eau dissout 30 gr de ClK et 26,8 gr de ClNa. A une température plus haute et si la solution des deux sels est élevée, il y aura précipitation de ClNa.

Dans une solution complexe, comme l'eau de mer, il y a probablement à différentes températures, divers degrés de solubilité pour chaque substance. Tout changement important de température conduit à la précipitation d'une ou plusieurs de ces dernières.

Parmi les dépôts de Stassfurt il a été possible d'établir une liste des températures de formation de quelques sels, ainsi que la nature des liqueurs à partir desquelles ils ont été précipités. Certains d'entre eux sont certainement de formation secondaire, car ils ne peuvent se former qu'à des températures inconnues dans les eaux superficielles.

Une solution de ClNa, ClK, Cl_2Mg et SO_4Mg dans les proportions de 24; 15,5; 40,7 et 20 en molécules pour 1.000 molécules d'eau, précipitent au cours de l'évaporation et en même temps que ClNa, les sels suivants:

1.º — Cl_2Mg
2.º — SO_4Mg et Kainite
3.º — Hexahydrate et Kainite
4.º — Kieserite et Kainite
5.º — Kieserite et Carnalite
6.º — Kieserite, Carnallite et Cl_2Mg

c) — Selon OCHSENIUS, l'origine des grands gisements salifères devrait être recherchée dans l'assèchement de grandes lagunes littorales, ou bien de golfes du type Kara Boghaz. Il y aurait là un enrichissement progressif en sels, par suite de l'entrée continue d'eau de mer par dessus le seuil de séparation et son évaporation consécutive. Cette addition constante de sels produit une concentration qui conduit au dépôt, près de l'entrée du Kara Boghaz, de CO_3Ca et dans les parties plus éloignées du SO_4Ca.

Une concentration plus grande pourrait conduire au dépôt de sels de grande solubilité dans les parties éloignées du golfe ou de la lagune, avec dépôt de CO_3Ca, SO_4Ca et de ClNa près de l'entrée.

Les sels des liqueurs mères se déposeront si la lagune se trouve momentanément isolée de la mer. Si la communication se rétablit, il y aura commencement d'un nouveau cycle.

d) — La salinité moyenne de l'océan étant de 35.000 parties pour 1.000.000, soit 3,5 % environ en poids, celle de certains lacs salés continentaux peut être beaucoup plus grande. La salinité de la Mer Morte, par exemple, atteint 192,150 parties pour 1.000.000 en surface et 259,980 pour 1.000.000 à 300 m de profondeur. Le grand lac salé en Amérique du Nord possède une salinité de 137,900 à 277,200 parties pour 1.000.000. La formation de certains dépôts salifères aurait pu se faire à partir de tels lacs.

e) — Les dépôts salés des régions arides se forment dans des bassins sans écoulement des déserts, sous une lame d'eau peu épaisse. La croûte saline serait insignifiante sans les remaniements fréquents des dépôts par les eaux superficielles qui entraînent vers le fond des dépressions les masses salines déjà formées. Ces phénomènes seraient parfois accompagnés par le lentes subsidences.

Les eaux marines ont du potassium et du magnésium dans la proportion de 1 à 10,9, mais ces proportions ne sont pas retrouvées dans les dépôts salifères où elles ne sont que de 1 pour 4,33. Ceci serait dû au fait que les reliquats d'évaporation ne se déposent jamais entièrement.

Les dépôts de sel-gemme possèdent parfois des lits de sels potassiques qui sont le produit d'une concentration plus poussée des eaux mères (stade rarement réalisé) et qui par suite des remaniements ultérieurs du sédiment, rarement se conservent.

Les alternances que l'on peut observer dans les dépôts correspondent en général à des variations subies par le milieu: variations de température ou de concentration de l'eau, inondations, etc.

Parfois des recristallisations secondaires peuvent s'opérer au sein de la masse en produisant un bouleversement dans la position des lits salins et en formant des brèches qui, par leur aspect, peuvent ressembler à des brèches tectoniques.

Le lessivage par les eaux météoriques des dépôts salins, pendant leur formation, ou pendant une période géologique ultérieure, peut changer beaucoup leur constitution. La carnallite (ClK, Cl_2Mg, $6H_2O$) peut se décomposer. Il se formera alors de la sylvinite (ClK), jusqu'à ce que l'eau ait pris une concentration déterminée en Cl_2Mg. On sait que la sylvinite ne se forme pas dans l'évaporation normale de l'eau de mer.

L'apport de produits de lessivage conduirait à des changements temporaires de la composition des eaux. L'existence de tels apports serait prouvée par les intercalations fréquentes d'anhydrite dans les bancs de sel et parfois par la présence d'une zone puissante de sulfate de chaux, comme base de nouvelles couches de sel. De tels phénomènes sont connus dans les sondages qui, au Portugal, ont atteint ou traversé le complexe salifère. Ces intercalations indiquent des dépôts périodiques avec changements de température de la solution dans laquelle l'un ou l'autre sel arrivait périodiquement à l'état de sursaturation et se déposait.

Certains auteurs ont émis l'opinion que les dépôts de sels de potasse pouvaient être de deux sortes:

1.º — Des gisements permiens, de formation primaire.
2.º — Des gisements mésozoiques et cénozoiques, qui seraient de formation secondaire, après dissolution de sel permien et nouvelle précipitation en des temps ultérieurs.

Ceci implique l'affirmation que depuis la formation du monde jusqu'à nos jours ce serait seulement pendant le Permien que des conditions favorables au dépôt, des sels de potasse primaires auraient été remplies. Mais le seul fait qu'en des temps ultérieurs une nouvelle précipitation de ces sels fut possible montre que les conditions ambiantes au même moment pouvaient être aussi favorables à la formation de sels primaires. Pour prouver l'affirmation précédente une étude soignée des terrains salifères du monde entier serait nécessaire. A l'heure actuelle la similitude des faciès salifères antépermiens, permiens, triasiques et autres permet encore bien des confusions quant à leur âge exact et qui ne peuvent être évitées que difficilement en l'absence de fossiles.

Au Portugal on ne connaît pas de Trias daté par des fossiles. Par contre le Lias inférieur a un faciès en tous points comparable à celui du Keuper. Ailleurs, en Afrique du Nord, en Espagne et dans les Pyrénées on connaît des formations gypso-salifères dans le Trias auquel on a très souvent rapporté, par suite du manque de fossiles, certaines formations rhétiennes. Dans un cas comme dans l'autre, il s'agit de marnes bariolées rouges et vertes, contenant parfois de petits quartz bipyramidés ou «hyacinthes de Compostelle», du sel-gemme, du gypse, de l'anhydrite, des calcaires en plaquettes, des calcaires dolomitiques et des venues doléritiques en dômes, cheminées et filons.

Nous connaissons actuellement, dans le Lias inférieur portugais, de grands gisements de sel-gemme, mais pas de sels de potasse. Par contre, en des conditions de faciès très semblable, on a découvert des sels de potasse dans le Trias Nord-Pyrénéen.

De 1942 à 1944, 52 sondages ont été réalisés dans la région de Dax totalisant près de 15.000 mètres. D'autres ont été faits plus récemment.

Parmi les premiers, 27 ont atteint ou recoupé la formation salifère.

Deux de ces sondages ont rencontré des sels de potasse sous forme de sylvinite en cristaux dans des marnes avec sel cristallisé, des filets de carnallite et de sel-gemme fibreux. Ce magma accompagne presque toujours des couches de sylvinite.

Le sondage du Boudigot a traversé entre 767 m et 869 m deux couches de sylvinite et trois de kieserite, toutes très inclinées (45 à 80º). Leurs épaisseurs respectives réelles sont de 0,50 m, 1,13 m et 0,36 m, pour les trois premières. Pour les suivantes la hauteur traversée a été de 0,80 m; 1,40 m.

La teneur en potasse varie de 9,9 % à 13,6 %. La teneur en magnésie varie de 7,4 % à 16,3 %.

La coupe observée a été sensiblement la suivante:

Toit du Trias à un peu moins de 62 m
Premier Sel-gemme à 62 m
Potasse entre 767 m et 768 m, puis entre 733 m et 774 m
Formation magnésienne entre 802 m et 869 m
Les pendages varient entre 45º et 90º.

Le sondage de Moncut à rencontré, entre 576 m et 681 m, une couche de sylvinite et cinq de kieserite. Les épaisseurs vraies de ces couches ont été les suivantes: 0,23 m;

0,99 m; 0,65 m; 0,23 m et 0,44 m. Il a en outre traversé une couche très déformée de sylvinite de 5,85 m (hauteur recoupée par le sondage).

Les teneurs en K_2O ou en MgO de ces formations varient entre 4,1 % et 12,3 %.

La coupe observée dans ce sondage est plus ou moins semblable à celle du Boudigot:

Toit du Trias à 32,18 m.
Premier sel-gemme à 55,14
Potasse, etc. entre 671,75 et 681,55 m
Formation magnésienne entre 596 et 654 m
Profondeur atteinte par le sondage: 1.064,22 m
Les pendages varient entre 50 et 90°.

La présence de sylvinite dans les dépôts semble indiquer des phénomènes chimiques secondaires.

Ceci étant dit, nous pouvons nous demander s'il y a quelque possibilité de rencontrer un jour des sels de potasse dans le Lias inférieur du Portugal.

Pour répondre à une telle question il faut tenir compte de deux facteurs:

1.° — La possibilité de formation de leur dépôt pendant le Lias inférieur.
2.° — Les possibilités de sa conservation au cours des périodes ultérieures.

Nous n'avons pour l'instant aucune indication quant à la présence de sels de potasse au Portugal. Les sondages qui, jusqu'ici, ont traversé les dépôts de sel-gemme n'en ont montré que d'infimes vestiges (maximum 1 %).

De même les eaux salées connues en Estremadura ne donnent aucune indication valable. Nous savons que les eaux des grandes régions potassiques contiennent peu de potasse. Or la teneur en potasse des eaux de Porto Moniz, près de Leiria, est supérieure à celle des sources de Stassfurt. Cependant il serait imprudent de se baser sur ce seul fait pour affirmer l'existence de sels de potasse dans la région.

Les faciès observés dans le Lias inférieur portugais: argiles salifères, gypse, anhydrite, calcaire dolomitique, etc., et la faune saumâtre que ces derniers contiennent, indiquent pour ces dépôts au moins une origine lagunaire (golfes fermés ou lagunes à communication temporaire avec la mer).

A la même époque l'intérieur du continent était très probablement soumis à un régime aride ou semi-aride à fortes variations saisonnières, forte action éolienne (prouvés par de nombreux galets à facettes et galets à patine éolienne trouvés dans le Lias inférieur de Coimbra) et fortes oxydations superficielles des dépôts (rubéfaction).

Dans le temps et après le dépôt du sel-gemme il y aurait eu une précipitation du SO_4Ca, puis une alternance d'argiles et de calcaires plus ou moins dolomitiques. Le dépôt de SO_4Ca peut être attribué soit à un retour temporaire d'eaux marines, soit à un abaissement de température, donc de l'évaporation locale.

La présence dans les brèches salifères d'inclusions marno-argileuses à angles parfaitement vifs semble indiquer l'existence d'anciennes croûtes de dessication pendant de courtes émersions, avec craquelures, fissures, etc., lesquelles ont été ensuite rapidement ensevelies.

Nous connaissons à l'heure actuelle la plus grande partie du complexe salifère. En divers sondages (Parceiros, Gaeiras, Obidos, etc.), en dessous des gypses et du sel-gemme supérieur, on retrouve des restes de dépôts d'anhydrite, montrant que l'ensemble du cycle salifère peut se subdiviser lui-même en deux ou plusieurs cycles secondaires.

La partie inférieure du complexe salifère est encore mal connue. Dans plusieurs sondages on a vérifié la présence vers la base, de quelques niveaux sableux qui ont fait

entrevoir la possibilité de rencontrer, plus en profondeur, les faciès détritiques connus sur la bordure du massif ancien entre Coimbra et Tomar.

Un sondage de la Companhia de Petróleos de Portugal a permis d'observer ce fait dans la région de Fátima où des grès rouges ont été trouvés en dessous du complexe salifère.

Les conditions pour la conservation des dépôts de sels de potasse à travers les temps ne furent pas des meilleures dans la région de Caldas da Rainha. Cependant elles ne furent pas entièrement défavorables.

L'observation des affleurements de gypse et celle des carottes des sondages nous a montré l'existence de plusieurs phénomènes importants dûs à des actions secondaires à l'intérieur même des dépôts.

1.º — Il y eût en général (sauf dans la région de Tornada) un déplacement des masses salifères provoqué par de fortes compressions orogéniques et par la tectonique salifère. Nous savons que le sel-gemme par une faible élévation de température augmente fortement de volume et provoque des plissements.

2.º — Le déplacement des masses salifères, dû à la tectonique de style typhonique et diapirique, eût comme conséquence une recristallisation de celles-ci.

3.º — Des phénomènes secondaires ont produit un dépôt de sel fibreux dans les fissures des argiles salifères. La solution saline a pu filtrer à travers les pores et les crevasses de l'argile où des cristallisations se sont formées et se sont accrues en donnant de fins filaments (expérience de R. SCHMIDT). De même il y eût des transformations secondaires de l'anhydrite en gypse et remplissage par ce dernier des fissures dans les calcaires supérieurs de la série infraliasique, d'où apparition de fractures presque toujours localisées. L'hydratation de l'anhydrite s'accompagne d'une augmentation de volume de 1/3. Lorsque l'anhydrite est associée à une autre roche, et alterne par exemple avec des lits de dolomie, son hydratation entraîne une désagrégation complète de ceux-ci et la formation ce véritables brèches. Telle est l'une des origines possibles de certaines cargneules.

4.º — La mise en place des cheminées et des filons doléritiques a souvent donné un métamorphisme toujours très localisé dans les zones de contact. Il peut y avoir eu thermométamorphisme au cours duquel les masses salines se sont ramollies par fusion sous l'influence d'une augmentation de température avec accroissement de volume.

5.º — Circulation d'eau le long des joints de stratification et le long des roches éruptives altérées (dolérites, etc.).

6.º — Des actions secondaires ayant provoqué des minéralisations par la pyrite, non seulement des fractures de la roche éruptive mais aussi de la propre masse saline dans laquelle on trouve de petits cristaux d'hématite et parfois de pyrite.

7.º — Dans certains sondages et spécialement dans ceux de Fonte da Bica (Rio Maior), nous avons vérifié la présence au milieu du sel, d'inclusions marneuses à imprégnations plus ou moins grandes de bitume. Dans certains cas les éléments imprégnés des brèches salifères montrent que les imprégnations sont antérieures à la remontée des masses salines.

Ceci étant dit, les conclusions auxquelles il est possible d'arriver sont les suivantes:

1.º — Les conditions initiales pour la conservation des sels de potasse n'étaient pas mauvaises par suite de l'existence de marnes et d'argiles imperméables au dessus des gisements salifères.

2.º — Ces conditions initiales ont été altérées au cours des temps ultérieurs:

a) Par la mise en place des roches éruptives accompagnées par des actions hydrothermales.

b) Par la tectonique qui, en mettant à découvert des formations perméables profondes, a permis la saturation de celles-ci par les eaux d'infiltration.

c) Par l'érosion qui, en attaquant des couches chaque fois plus profondes, soumettait les sels contenus dans ces dernières à la dissolution par les eaux météoriques.

Comme on le voit, une fois que l'équilibre initial a été rompu, il a pu y avoir dissolution des sels solubles, comme les sels de potasse, par les eaux d'infiltration venues de la surface.

Cependant, étant donné la complexité de la série salifère d'Estremadure, il nous est permis de penser que s'il y a eu dissolution de ces sels, cette dissolution n'a pas conduit nécessairement à une disparition totale de ces derniers.

Étant donné les phénomènes secondaires vérifiés et notamment les recristallisations, il est permis de croire qu'en certains cas les sels de potasse auraient pu avoir été redéposés secondairement en d'autres points. De cette façon on devrait trouver des masses lenticulaires, plus ou moins grandes suivant les cas, de sylvinite ou de carnallite. Il faudrait rechercher de telles masses dans les zones où les formations de la couverture imperméable n'auraient pas encore été entamées ou détruites pas l'érosion, par exemple sur les flancs des anticlinaux typhoniques ou bien dans les synclinaux.

Le seul fait que les sondages réalisés jusqu'ici n'ont pas rencontré de sels de potasse n'est pas concluant. Ils sont tous localisés sur des anticlinaux salifères c'est-à-dire aux points où il y a moins de probabilités de les trouver. Seule une campagne de sondages, organisés d'une façon méthodique, permettrait d'arriver à des conclusions de caractère définitif.

L'extension des dépôts de sel-gemme est très grande au Portugal. Autrefois on ne connaissait que la présence de sources salées en différents points du pays: Monte Real, Porto Moniz (Leiria), Parceiros, Batalha, Porto de Moz, Casal do Vale (Campo), Casal das Caixinas (Obidos), etc.

En Algarve on connaissait l'existence d'eau salée en deux points: le premier d'entre eux correspond à un puits situé au SE de Loulé où une argile salifère fut découverte. Le deuxième a été cité par CHOFFAT au NE de Tavira (Fonte Salgada) où il existe une petite source laissant des efflorescences salées sur les pierres d'un chemin. Les habitants du voisinage affirment que cette eau est salée, raison pour laquelle ils auraient essayé de couvrir son point d'émergence.

A l'heure actuelle, on connait le sel-gemme dans les sondages suivants: Monte Real, Vermoil, S. Mamede (Fátima), Parceiros (Leiria), Fonte da Bica (Rio Maior), Campo (Caldas da Rainha), Gaeiras, Obidos, Torres Vedras, Matacães et Pinhal Novo.

En dehors des sources salées et des sondages, il est possible de prévoir l'existence de sel-gemme en un grand nombre de points du pays, caractérisés par la présence de structures typhoniques ou diapiriques et d'affleurements infraliasiques.

L'existence de tels accidents est importante, non seulement pour mettre en évidence la présence du sel-gemme mais également pour toutes les recherches de pétrole qui viendraient

à être réalisées dans ces régions. C'est en effet sur la périphérie des diapirs et des aires typhoniques que le pétrole a pu se concentrer par migration et qu'il devra être recherché par sondages.

Si maintenant avant de terminer le présent travail, nous jetons un regard rapide sur la carte géologique du monde, nous pourrons voir la grande extension des dépôts salifères de diverses époques.

Le plus souvent les gisements pétrolifères se trouvent en rapport avec la présence de structures anticlinales salifères, diapiriques ou autres.

En Amérique du Nord les dômes de sel des plaines côtières du golfe du Mexique sont bien connus. Au nombre d'une soixantaine, ils émergent au milieu des formations crétacées et post-crétacées sub-horizontales.

Au contact des dômes de sel les sédiments se redressent rapidement. A 500 m de ces dômes ils atteignent souvent 45°. Parfois les discordances observées dans ces sédiments permettent de déterminer plusieurs phases dans la surrection de ces dômes, qui se présentent en forme de piliers verticaux pouvant atteindre 1 à 3 km de diamètre. Certains ont donné du sel à faible profondeur. D'autres n'ont été atteints qu'à 500 ou 600 m de profondeur.

Les dômes de sel sont généralement couronnés par un «cap rock» formé par de l'anhydrite ou par du gypse cristallisé, provenant possiblement de l'hydratation de l'anhydrite. Parfois le «cap rock» comprend aussi des calcaires plus ou moins dolomitiques, coiffant le gypse et parfois intercallés dedans.

L'épaisseur du «cap rock» est variable. Elle a en moyenne une centaine de mètres, mais peut dépasser 300 m.

Le gypse et l'anhydrite du «cap rock» sont des résidus venant de la dissolution du complexe salifère au cours de sa remontée. Le calcaire peut provenir des couches sédimentaires qui recouvrent le sel en profondeur.

Le sel est ici d'âge permien ou triasique. Les sels de potasse n'on été trouvés qu'une seule fois.

Dans le Colorado et dans l'Utah on a également décrit la présence de dômes de sel analogues aux précédents. Le sel est trouvé ici dans le Pensilvanien inférieur. Il est donc anté-Permien. Les brèches salifères contiennent des enclaves avec fossiles dévoniens et siluriens. Dans le voisinage de ces dômes salifères les conglomérats triasiques recouvrent en discordance le Permien qui est redressé au contact du sel.

En France le sel est connu dans le Trias et dans l'Oligocène. Dans la région Nord-pyrénéenne le Trias accompagne les écailles et les chevauchements en formant des lames allongées visibles à leur base.

En avant des Pyrénées des pointements de Trias, accompagnés par des venues doléritiques, apparaissent souvent au milieu du Tertiaire. Ce Trias a un faciès en tous points semblable à celui de l'Infralias portugais.

Dans les Alpes françaises le Trias salifère constitue des bandes allongées à la base des écailles (Gap, Digne, etc.).

En Alsace le sel est oligocène. Dans la région potassique de Mulhouse on connaît deux dômes de sel. La dénivellation entre le sommet de ces dômes salifères et le fond du bassin est de l'ordre de 900 m à 950 m.

En Allemagne le sel est d'âge permien (Zechstein). On y trouve tous les passages entre les anticlinaux à noyau salifère et les dômes de sel comparables à ceux d'Amérique. Le massif salifère est en général brusquement tronqué et rasé à son sommet dans la zone de circulation souterraine. Par dessus s'étend un chapeau de gypse. Dans les intervalles entre les dômes, la masse salifère est amincie par suite de la migration latérale du sel vers les diapirs.

Les massifs salifères allemands montrent des phases de remontée en relation avec les phénomènes de plissement. Les forces tengentielles semblent y être intervenues au moins pour provoquer le déclanchement initial de la tectonique salifère.

De même qu'en France, il existe en Espagne du sel triasique (Andalousie, etc.) et du sel oligocène (Catalogne). Le Trias salifère d'Andalousie, comme celui des Pyrénées, accompagne les principaux accidents tectoniques, en donnant des lames et des injections à la base des écailles et des chevauchements.

En Afrique du Nord les formations salifères du Keuper sont très développées. Elles sont représentées par des marnes bigarrées, des cargneules, des gypses, des anhydrites et du sel-gemme.

Le sel se présente ici sous les manifestations les plus diverses: en lames allongées, en anticlinaux avec noyau de Trias et en montagnes de sel, ce qui a fait souvent parler de gypse éruptif, de Trias filonien, de Trias intrusif et de Trias injecté à la base de chevauchements et des nappes de charriage.

Sur le pourtour des montagnes de sel du Sud algérien, les sédiments de couverture forment souvent des auréoles extrêmement laminées et présentent de nombreuses lacunes. Parfois le déversement des couches se fait vers l'extérieur du dôme en donnant des sortes de plis en champignon.

Souvent les pointements de Trias salifère sont accompagnés par des venues doléritiques et par des blocs de roches diverses provenant probablement de conglomérats post-triasiques d'où ils auraient été arrachés et entraînés par les remontées de Trias.

Parmi les accidents ressemblant aux aires et aux vallées typhoniques portugaises, il nous paraît intéressant de citer celui de l'Oued Tidsi, décrit par E. Roch [1940] au Maroc.

Le Permo-Trias y présente les caractéristiques de l'Infralias Portugais (Hettangien-Rhétien). Il s'y trouve en contact avec les différents termes du Crétacé (Valanginien à Sénonien) et accidentellement avec le Jurassique lagunaire (Lias-Dogger?).

Selon Roch l'ascension du Permo-Trias se serait faite verticalement, au travers d'une déchirure. Elle se serait produite surtout avant le Pliocène. La voûte ainsi produite aurait été décapée par l'érosion. Ultérieurement, la mer a envahi le littoral à la suite d'un affaissement de celui-ci.

La surrection de l'aire permo-triasique s'est continuée cependant jusqu'au Pliocène, car ce dernier présente des déformations pouvant atteindre 45°.

En Roumanie la formation salifère est d'âge oligocène supérieur (?). Elle affleure, en formant des bandes et des massifs allongés, soit dans la zone du flysch carpathique soit sur la bordure néogène subcarpathique où Mrazec a défini le diapirisme. Les massifs salifères forment des anticlinaux allongés, des plis failles avec étirement de l'un des flancs, et des écailles chavauchantes successives.

Les massifs salifères roumains ne possèdent pas de «cap rock», mais beaucoup d'entre eux sont entourés et partiellement coiffés par des brèches salifères comprenant des argiles noires broyées, avec roches diverses (Oligocène, Jurassique, granite, etc.) en blocs souvent arrondis et dont la présence est parfois difficile à expliquer. Ce phénomène est comparable à celui que nous avons cité, ci-dessus, en Afrique du Nord.

Nous citerons encore avant de terminer, les dômes salifères de la région du Golfe Persique qui sont comparables à ceux d'Afrique du Nord. La périphérie de ces dômes est souvent soulignée par des crêtes de calcaires tertiaires ou crétacés. Le noyau central est constitué par du sel pur. A la surface des dômes on trouve des débris de «cap rock» représentés par des lambeaux de dolomies et d'anhydrite. Souvent le dôme est bordé par une croûte latérale formée par du gypse, de l'anhydrite et parfois par des produits volcaniques (laves, tufs, etc.). Ces croûtes doivent correspondre à des brèches tectoniques. Souvent des filons de roches éruptives plus récentes apparaissent au contact des dômes de sel.

Nous pourrions encore citer de nombreux exemples de tectonique salifère en beaucoup d'autres pays. Une telle énumération cependant serait longue et fastidieuse. Elle sortirait du cadre du présent travail qui correspond à l'étude d'un accident de type spécial et bien défini parmi les accidents salifères: l'aire typhonique.

En territoire portugais c'est l'aire typhonique de Caldas da Rainha qui a fixé notre attention, non seulement par ce qu'elle est la plus importante par son extension et son développement, mais aussi par ce qu'elle présente les conditions les meilleures pour une observation de détail et aussi une grande variété d'aspects qui permettent une meilleure compréhension de la tectonique salifère en rapport avec les influences des phases orogéniques qui se sont faites sentir dans le pays au cours des temps secondaires et tertiaires.

X — RÉCAPITULATION

La région de Caldas da Rainha nous présente une structure typique d'*aire typhonique :* aire anticlinale allongée, à coeur d'Infralias, dont la partie axiale, plus tendre, se présente aujourd'hui après le jeu de l'érosion, comme une vaste dépression qui s'étend depuis la région de Nazaré au Nord-Est jusqu'à Olho Marinho au Sud-Ouest.

Les deux flancs de cette aire anticlinale sont relevés souvent jusqu'à la verticale et parfois renversés au contact du noyau infraliasique. Ils sont souvent incomplets, étirés, faillés et laminés. Le Lias marno-calcaire a presque toujours disparu dans la compression.

Le flanc occidental présente parfois du Dogger calcaire (Bajocien, Bathonien et Callovien), du Lusitanien et peut être du Kimmeridgien au voisinage de la lagune de Obidos.

Le flanc oriental est beaucoup plus réduit. Il met en contact avec l'Infralias, soit les calcaires du Lusitanien, soit les grès supérieurs (Lusitanien ou Kimmeridgien).

Les premiers mouvements de surrection de l'aire typhonique de Caldas da Rainha et de celle de Serra de El Rei ont commencé à se faire sentir dès le Lusitanien qui montre de grandes variations d'épaisseurs et de faciès d'un flanc à l'autre de l'aire typhonique.

Ces mouvements ont été immédiatement suivis et peut être en partie accompagnés par des montées de roches éruptives doléritiques.

La sédimentation détritique, déjà développée au Lusitanien supérieur, s'est poursuivie pendant la fin du Jurassique et pendant le Crétacé inférieur, en milieu continental ou lagunaire (grès de Torres Vedras).

Par contre, aucun terme du Crétacé moyen ou supérieur n'est connu dans la région. Au cours de ces périodes, ainsi que pendant la plus grande partie du Tertiaire, une phase d'érosion a régné sur toute la structure en formation. Elle s'est achevée par un nivellement au Miocène supérieur.

La mer pliocène envahit les points bas en formant une série de rias, marquées aujourd'hui par des gisements fossilifères. Dans le présent travail, sa faune de Lamellibranches a été revue. Celle des Gastéropodes a été décrite pour la première fois.

Après cette courte incursion marine, une sédimentation détritique continentale et lagunaire a repris avec le dépôt de diatomites et de lignites dans les zones basses du littoral.

La surrection de l'aire typhonique a continué néanmoins à se faire sentir et localement les couches pliocènes ont subi des déformations.

Au Quaternaire ancien on assiste à un nouvel afflux de sédiments clastiques et d'importants remblaiements correspondent au Calabrien marin ou à ses équivalents continentaux.

Plus tard, après la régression wurmienne, la mer flandrienne envahit à son tour les basses vallées du littoral. Il semble que depuis cette période l'aire typhonique soit restée stable, car on n'y connaît pas de dépôts quaternaires déformés.

L'histoire de l'aire typhonique de Caldas da Rainha est en relation avec la présence en profondeur de masses gypso-salifères. Si nous considérons les accidents de ce type, bien connus en divers pays, nous voyons que, dans le cas des dômes de sel, il s'agit de masses salines ayant parfois plusieurs kilomètres de diamètre, à bords verticaux, s'élevant au milieu de

terrains sédimentaires horizontaux très épais, jusqu'au voisinage de la surface où parfois ils arrivent à affleurer.

La formation de ces dômes de sel n'implique l'intervention d'aucune force extérieure autre que la pesanteur. Les dômes de sel résultent de la faible densité du sel (2,2) et de sa plasticité.

La superposition des terrains plus lourds au dessus du sel ne peut subsister que grâce à la rigidité des roches qui suffit à empêcher la déformation d'une couche de sel peu épaisse, située à faible profondeur (exemple du sel de Lorraine).

Mais on voit que, si la nature des roches restant la même, toutes les dimensions augmentent dans le même rapport, le poids des masses en présence augmente comme le cube de ce rapport et les forces nécessaires pour surmonter la rigidité des roches, comme le carré seulement.

Il y a une échelle à partir de laquelle les irrégularités de la surface du sel peuvent s'accentuer, le sel se déplaçant vers les parties hautes, tandis que les terrains sus-jacents sont cisaillés sur l'emplacement du dôme et s'affaissent autour. Le sel se déplacera donc vers la base du dôme dont la surrection deviendra plus rapide jusqu'au moment où un pincement empêchera son accès au-delà d'une distance déterminée.

Dans le mouvement centripète du sel les couches sont comprimées latéralement. Dans l'intérieur du dôme elles sont extrêmement plissées avec axes plus ou moins verticaux.

Dans le Lauristan (golfe persique) plusieurs dômes affleurent dans une région très plissée où l'épaisseur de la série sédimentaire est très grande. L'un de ces dômes alimente un «glacier de sel» qui s'écoule sur une pente en raison de son poids.

Dans le cas des plis diapirs, le facteur «pesanteur» est secondaire.

Ces plis sont dûs à l'intervention de forces tectoniques actives.

Il y a «diapir» quand un noyau ou une bande de terrains plus anciens, est entouré de toutes parts par une surface de contact anormal le séparant de terrains plus récents redressés et étirés le long de cette surface.

Contrairement aux dômes de sel, les plis diapirs peuvent avoir seulement une dizaine de mètres de large.

Quand des plissements affectent une série comportant un niveau salifère, celui-ci, soumis à de fortes pressions, s'échappe le long des fractures produites ou même traverse à l'emporte pièce les terrains de la couverture. Les diapirs sont donc des «plis à noyau perçant». Ils peuvent se présenter en lames ou en colonnes elliptiques ou circulaires. Ils s'opposent, selon GOGUEL, à la tectonique des terrains de couverture qui dessinent des ondulations plus ou moins allongées. Cette absence de continuité est une des caractéristiques essentielles des plis diapirs.

Dans beaucoup de pays les diapirs apparaissent sous forme de pointements de sel jalonnant des surfaces de contact anormal ou des charriages.

Dans le cas des vallées typhoniques le mouvement ascentionnel du sel n'est pas seulement dû à la légèreté du sel. Il semble nécessaire de faire intervenir d'abord la formation d'une faille longitudinale dont les lèvres s'ouvrent progressivement. L'effet de la pesanteur entre en jeu à partir de l'ouverture de cette fracture. Des accidents transversaux se produisent ultérieurement.

Cette explication paraît suffisante dans le cas simple de la vallée typhonique de Caldas da Rainha. D'autres cas, plus complexes et franchement diapiriques, existent cependant au Portugal, dont nous ne parlerons pas ici.

Ils sont en cours d'études par la «Companhia dos Petróleos de Portugal».

Parmi les richesses minérales qui existent dans la vallée typhonique de Caldas da Rainha, la principale est le sel gemme dont l'existence fut mise en évidence par deux campagnes de prospection géophysique et de sondages.

Les données de la géophysique ont guidé avec une précision relative l'implantation des premiers sondages.

Les couches de sel ont été reconnues dans la région de Caldas da Rainha sur environ 400 m d'épaisseur, leur toit se trouvant dans certains cas à 100 m en dessous de la surface du sol. L'épaisseur du complexe salifère, reconnue en d'autres points du Portugal, est beaucoup plus grande.

Comme nous l'avons vu plus haut, beaucoup d'auteurs ont cherché à expliquer la grande épaisseur des complexes salifères, notamment de celui du Trias.

De nombreuses théories ont donc été émises. Satisfaisantes pour des cas particuliers, elles ne le sont plus quand on cherche à les généraliser. Il est donc permis de penser que le mode de formation de ces dépôts peut varier en fonction de facteurs divers.

Si les grès et les conglomérats de la base du complexe infraliasique possèdent au Portugal des galets éolisés, qui pourraient faire penser à première vue à un régime désertique, les calcaires dolomitiques intercalés vers la partie supérieure des marnes de Dagorda possèdent une faune de Mollusques saumâtres.

L'épaisseur des alternances des niveaux dolomitiques et salifères, observée dans le Trias, implique la notion de subsidence.

Gignoux a tenté d'expliquer la sédimentation rythmique de certaines séries géologiques par des variations de climats sous-marins ou atmosphériques.

Les alternances de dolomies et d'argiles gypsifères dans les formations à faciès de Keuper suggèrent plutôt de grandes vasières que des lagunes en voie d'évaporation.

Bourcart et Ricourt [1954] ont cherché à expliquer la présence des chlorures et des sulfates dans les dépôts triasiques. Dans ce but ils ont été amenés à étudier les sédiments qui se déposent actuellement dans les estuaires, les mers fermées, les étangs, les lagunes, les limans, etc.

Ils y ont reconnu le grand développement des vases noires ou grises, gorgées d'eau enrichie de sels.

Les vases bleues méditerranéennes contiennent plus de 50 % d'eau. Certaines vases comme le «poto-poto» de Guinée en contiennent plus de 70 %.

Ces proportions, selon Petterson, se maintiendraient sous l'eau jusqu'à des profondeurs de près de 4.000 m et sous une épaisseur de 2.500 m de sédiments.

Par suite de leur enfouissement progressif ces vases auraient perdu leur eau et les sels emprisonnés dans les sédiments se seraient concentrés en amas et en bancs irréguliers le long des surfaces de décollement.

Ces sels solubles sont conservés en profondeur toutes les fois qu'une couverture imperméable joue un rôle protecteur. Il semblerait ainsi que d'énormes quantités de sulfures et de chlorures peuvent s'accumuler dans tous les dépôts marins qui se transforment en roches.

Au contraire du sel-gemme, les sels de potasse n'ont été trouvés jusqu'ici eu Portugal qu'en quantités minimes (maximum 1 %), sauf en dissolution dans certaines sources. Leur absence dans les sondages peut s'expliquer facilement par des dissolutions secondaires, liées à l'érosion et à la mise en place des roches éruptives.

La recherche des sels de potasse devrait s'effectuer dans les régions où le sel est encore protégé par des couches argileuses épaisses formant une couverture imperméable.

PRINCIPAUX TRAVAUX CONSULTÉS

ARKELL, W. J. (1956) — «Jurassic geology of the world», London.

BOEHM, J. (1904) — «Description de la faune des Couches de Pereiros». *Comm. Comm. Serv. Geol. de Portugal*, T. V. pp. 1-48.

BOURCART, J. & RICOURT, J. (1954) — «Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias» *C. R. XIX^e Congrès Géol. Intern*, Alger, 1952. fasc. 13, pp. 34-47.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1941) — «Um caso de asfaltização e os dobramentos desarmónicos», *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, vol. I, fasc. 1.

——— (1944) — «Vales tifónicos, diapirismo e algumas considerações sobre a ocorrência dos sais de potássio», *Bol. Mus. e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências do Porto* (2) n.º 38.

CHOFFAT, P. (1880) — «Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal — Le Lias et le Dogger au Nord du Tage», *Mém. Sect. des Trav. Géologiques du Portugal.*

——— (1881-82) — «Note préliminaire sur les vallées typhoniques et les éruptions d'ophite et de teschénite au Portugal», *B. S. G. F.*, T. X., p. 267-288.

——— (1883-87) — «Nouvelles données sur les vallées typhoniques du Portugal», *Comm. Comm. Trab. Geol. de Portugal*, T. I.

——— (1889) — «Observations sur le Pliocène du Portugal», *Bul. Soc. Belge de Géol. de Paléontol. et d'Hydrol.*, T. III, p. 122, Bruxelles.

——— (1888-92) — «Note sur le Crétacique des environs de Torres Vedras, de Peniche et de Cercal», *Comm. Comm. Trab. Geol. de Portugal*, T. II, fasc. II.

——— (1893) — «Contribution à la connaissance géologique des sources minéro-thermales de l'aire mésozoique du Portugal», Lisbonne.

——— (1901) — «Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacique en Portugal». *Bul. Soc. Belge de Géol. de Paléont. et de Hydrol.*, T. XV, pp. 111-140, Bruxelles.

——— (1904) — «L'Infralias et le Sinémurien du Portugal». *Comm. Comm. Serv. de Portugal*, T. V, pp. 49-114,

——— (1913) — «Les recherches de pétrole dans l'Estremadura portugaise». *Revista de Obras Públicas e Minas*, T. XXIV, Lisboa, 1914, pp. 332-367.

——— (1914) — «Les recherches de pétrole dans l'Estremadura portugaise». *Comm. Serv. Geol. de Portugal*, T. X, p. 159.

——— (1914) — «Le pétrole en Estremadura (Conférence)» Trad. J. Gavala. *Revista Obras Públ. y Mineras.* Madrid, XLIV.

COX, L. R. (1936) — «Pliocène mollusca from Portugal». *Memórias e Notícias. Public. Museu Min. e Geol. da Univ. de Coimbra*, n.º 9.

——— (1941) — «New species of Gastropoda from the Pliocène of Portugal». *Memórias e Notícias. Public. Mus. Min. e Geol. da Univ. de Coimbra*, n.º 10.

CUEVA COUTO, M. DE LA (1948) — «A aparelhagem sísmica de refracção do Serviço de Fomento Mineiro». *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Vol. III, fasc. III.

DALLONI, M. (1950) — «Le Trias salifère au Portugal». *Técnica*, n.º 205, Lisboa.

Direction Générale des Mines et Services Géologiques (1934-35) — «Le Portugal Hydrologique et Climatique». Troisième partie, Lisbonne.

DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. (1909) — «Mollusques tertiaires du Portugal — Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). 1^ère partie Pelecipoda». *Mém. Com. du Serv. Géol. du Portugal.*

DUPONT, G., BONICHON, P. & DAGUIN, F. (1938) — «Quelques observations sur les montagnes de sel du Pré-Rif (Maroc septentrional)». *Service des Mines et de la Carte Géologique du Maroc. Notes et Mémoires* n.º 50.

ESCHER, B. G. & KUENEN PH. H. (1929) — «Experiments in conection with Salt Domes». *Leidsche Geologische Mededeelingen* III, 3, Leiden.

FREIRE DE ANDRADE, C. (1933) — «O Hettangiano de Santa Cruz, do Vimeiro, dos Cucos e do Serro Ventoso e algumas considerações sobre os vales tifónicos». *Bol. Mus. Miner. e Geol. da Univ. de Lisboa*, n.º 2.

——— (1937-38) — «Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura». *Mem. dos Serv. Geol. de Portugal.*

Goguel, J. (1952) — «Traité de tectonique». Masson, Paris.
Heim, A. (1958) — «Beobachtungen uber Diapirismus» — *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 51, n.º 1, Berne.
Herculano de Carvalho, A. (1955) — «Análise de água das Caldas da Rainha» in «Estudos Analíticos de Águas Termais». *Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos*, Lisboa.
Lapparent, A. F. de & Zbyszewski, G. (1957) — «Les Dinosauriens du Portugal». *Mém. des Serv. Géol. du Portugal*, Nouvelle Série, n.º 2.
Macpherson, J. (1883-87) — «Estudo petrográfico das ophites e teschenites de Portugal». *Comm. Comm. Trab. Geol. de Portugal*, T. I.
Martins Cardoso, O. (1948) — «Uma campanha de prospecção sísmica em Portugal». *Estudos Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Vol. III, fasc. III.
Menezes Correa Acciaiuoli, L. de (1952) — «Le Portugal hydrominéral». *Direction Générale des Mines et Services Géologiques.*
Morais, J. C. (1936) — «Geologia e geografia da Região do Pinhal de Leiria. Descrição geológico-geográfica da região do Pinhal de Leiria». *Memórias e Notícias, Public. do Museu Min. e Geol. da Univ. de Coimbra*, n.º 9.
——— (1941) — «Mais alguns fósseis da região do Pinhal de Leiria». *Memórias e Notícias, Public. do Museu Min. e Geol. da Univ. de Coimbra*, n.º 10.
Rau, V. & Zbyszewski, G. (1949) — «Livret guide de l'excursion D (Estremadura et Ribatejo) — Congrès International de Géographie. Lisbonne».
Rinne, F. (1949) — «La Science des Roches». Traduction française. Nouvelle Edition.
Romariz, C. (1948) — «Nota sobre a análise polínica do diatomito de Obidos». *Las Ciências*, Ano XIII, num. 2, Madrid.
Soares de Carvalho, G. (1953) — «A sedimentologia dos depósitos detríticos plio-quaternários e a morfologia da região entre a Serra dos Candieiros e o Oceano Atlântico». *Memorias e Notícias, Public. do Museu Min. e Geol. da Univ. de Coimbra*, n.º 34.
Teixeira, C. (1945) — «Une *Davalia* du Mésozoique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Vol. IV, fasc. III, Porto.
——— (1948) — «Flora Mesozóica portuguesa». *Mem. Serv. Geol. de Portugal.*
Zbyszewski, G. (1947) — «Essai d'étude expérimentale sur les phénomènes typhoniques». *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Porto.
——— (1948) — «Note sur l'existence au Portugal d'une tectonique salifère pliocène». *Las Ciências*, Madrid, XIII, n.º 1.
——— (1949) — «Contribution à la connaissance du Pliocène portugais». *Comm. dos Serv. Geol. de Portugal*, T. XXX.
Zbyszewski, G. & Moitinho de Almeida, F. (1955) — «Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000 — Notícia explicativa da folha 30-C. Torres Vedras».
Zbyszewski, G. & Montenegro de Andrade, M. (1957) — «Rochas eruptivas do vale tifónico de Caldas da Rainha». *Comunic. au XXIII^{ème} Congrès luso-espagnol pour le progrès des Sciences*, Coimbra, 1950.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

I — GÉNÉRALITÉS 7

II — DÉFINITIONS DES AIRES ET DES VALLÉES TYPHONIQUES 9

III — GÉOLOGIE 13

1.° — L'INFRALIAS DU NOYAU ANTICLINAL 13

A — L'Infralias de la région de S. Martinho do Porto 15

B — L'Infralias de la région de Caldas da Rainha 17

a) Groupe occidental 18

b) Groupe central 18

c) Groupe oriental 18

C — L'Infralias de la région de Obidos 19

a) Les affleurements occidentaux 19

b) Les affleurements centraux et orientaux 21

D — L'âge des marnes de Dagorda et des calcaires dolomitiques 22

2.° — LE JURASSIQUE ET LE CRÉTACÉ DES FLANCS DE LA VALLÉE TYPHONIQUE 25

A — Le bord occidental de la vallée typhonique 26

a) Le Jurassique de la région de S. Martinho do Porto 26

b) Le Jurassique de la région de Caldas da Rainha 31

c) Le Jurassique de la région de Obidos 35

B — Le bord oriental de la vallée typhonique 40

a) Le Jurassique de la région de S. Martinho do Porto 40

b) Le Jurassique supérieur de la région de Caldas da Rainha 42

c) Le Jurassique supérieur de la région de Obidos 43

C — L'âge du Jurassique supérieur portugais 52

D — Les dépôts crétacés 53

3.° — LES ROCHES ÉRUPTIVES MÉSOZOIQUES DE LA VALLÉE TYPHONIQUE 54

a) Les dômes et les cheminées 54

b) Les filons et les sills 54

4.° — LE PLIOCÈNE DE LA VALLÉE TYPHONIQUE 56

a) Le bassin synclinal des lignites de Palhagueira et de Caldas da Rainha ... 56

b) Le bassin synclinal de Famalicão — S. Martinho do Porto — Nadadouro .. 59

c) Le Pliocène de la moitié sud de la vallée typhonique 64

La flore pliocène 69

La faune pliocène 70

Brachiopodes 70

Amphineures 71

Lamellibranches 71

PAGES

Scaphopodes 89
Gastropodes 89
Echinides 103
Bryozoaires 103
Polypiers 103
Crustacés 103
Poissons 103

5.º — LE QUATERNAIRE 104

IV — TECTONIQUE 107
A — La tectonique de l'aire typhonique de Caldas da Rainha 107
a) L'aire typhonique proprement dite 107
b) Les accidents longitudinaux limitant la vallée typhonique 108
c) Les accidents transversaux 109
B — Les théories sur les phénomènes typhoniques 110
C — La reproduction expérimentale des phénomènes typhoniques 112
a) Principes des expériences 113
b) Remarques sur les résultats obtenus 114
D — Application des résultats expérimentaux à l'étude de la vallée typhonique de Caldas da Rainha 123
a) L'aire typhonique 123
b) Les failles et les décrochements transversaux 126

V — LES RESSOURCES MINÉRALES DE LA RÉGION DE CALDAS DA RAINHA 131
A — Les matériaux de construction 131
B — Les eaux minérales 132
C — Les gisements minéraux et miniers 140

VI — LA PROSPECTION GÉOPHYSIQUE 145
A — Campagne de 1943 145
B — Campagne de 1946-49 147
C — Résultats généraux 149

VII — LES SONDAGES 151
A — Les sondages de la «Companhia Sais de Potássio, Ld.ª» 151
B — Les sondages du Serviço de Fomento Mineiro 156

VIII — LA COMPOSITION CHIMIQUE DU SEL-GEMME 161

IX — CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS SALIFÈRES 167

X — RÉCAPITULATION 177

PRINCIPAUX TRAVAUX CONSULTÉS 181

PLANCHES

I À XI

Fig. 1 — La série lusitanienne dans les falaises de Quebrada das Covinhas.

Fig. 2 — Le bord ouest de la vallée typhonique entre Famalicão et Nazaré.

Fig. 3 — Le glissement de terrain de Monte do Facho à S. Martinho do Porto.

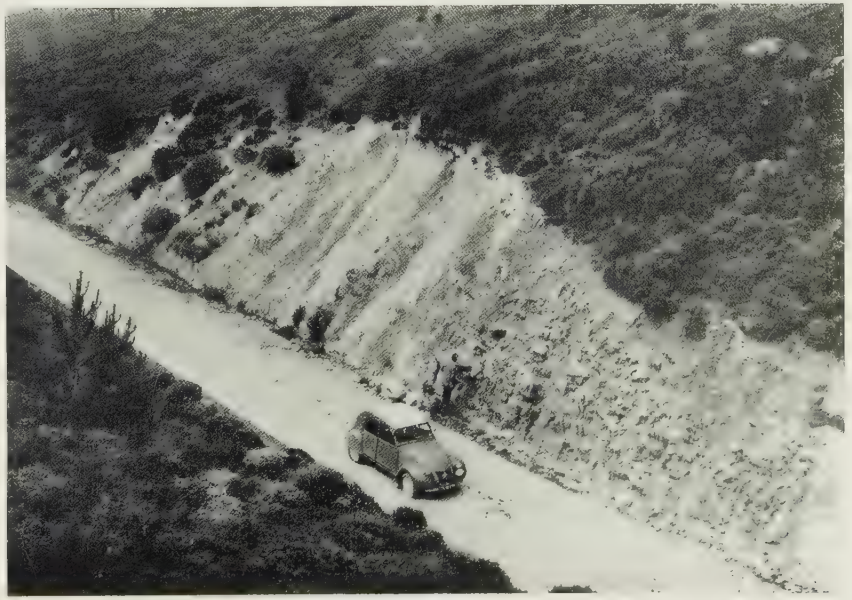


Fig. 4 — La série lusitanienne redressée au contact des marnes de l'Infralias, dans les tranchées de la route de Famalicão à Serra das Pescarias.

Fig. 1 — La plaine d'Alfeizerão et le village de Salir do Porto.

Fig. 2 — S. Martinho do Porto. Le contact entre le Lusitanien et les marnes rouges de l'Infralias.

Fig. 3 — Gypse dans l'Infralias de S. Martinho do Porto.

Fig. 1 — Les calcaires dolomitiques et les marnes de l'Infralias sur la butte des moulins de Dagorda.

Fig. 2 — Calcaires dolomitiques de l'Infralias à l'Ouest de Dagorda.

Fig. 3 — Calcaires dolomitiques de l'Infralias au Nord-Ouest de S. Mamede.

Fig. 4 — Ancienne exploitation de carbonates de cuivre sur la butte des moulins de Dagorda.

Fig. 1 — Le sondage S.P. 1 dans la Varzea da Rainha à l'Ouest de Obidos.

Fig. 2 — Le bord oriental de la vallée typhonique entre S. Mamede et Roliça.

Fig. 3 — Les grès supérieurs de la série lusitanienne redressés au contact des marnes de l'Infralias à l'Ouest de Nadadouro.

Fig. 4 — Les calcaires bathoniens de Serra de Bouro redressés à proximité de leur contact avec les marnes de l'Infralias.

Fig. 1 — Le dépôt de diatomite de Quinta do Jardim (Obidos).

Fig. 2 — Le Pliocène marin près du signal géodésique de Bouro.

Fig. 3 — Couche ligniteuse redressée dans le Pliocène de Águas Santas.

Fig. 4 — Le Pliocène redressé au contact des «marnes de Dagorda» au Nord de S. Mamede.

Fig. 1 — Une vue de la Lagune d'Obidos: le «Braço do Bom Successo».

Fig. 2 — Lagune de Poça dos Ninhos.

Fig. 3 — Les grés et conglomérats de l'Albien-Aptien sur la rive nord du Caneiro (Lagune d'Obidos).

Fig. 4 — Un gisement de végétaux fossiles dans l'Albien-Aptien de la falaise littorale au Sud de Foz do Arelho.

Fig. 1 — Le contact entre les calcaires du Dogger et les marnes rouges de l'Infralias sur la rive droite du Rio Real.

Fig. 2 — Le contact entre les calcaires du Dogger et les marnes rouges de l'Infralias sur la rive gauche du Rio Real.

Fig 3 — La gorge du Rio Real au Sud de Sobral da Lagoa.

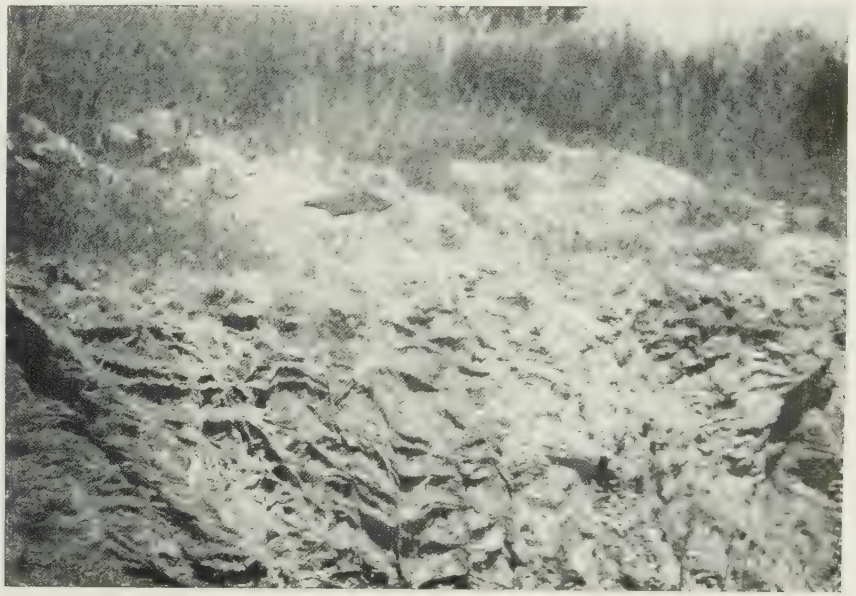


Fig. 4 — Le gypse dans l'Infralias de Quinta do Jardim (Obidos).

Fig. 1 — Contact incliné entre le pliocène marin et les marnes de l'Infralias au NW. de Obidos.

Fig. 2 — Le Pliocène relevé à la verticale au contact des marnes de l'Infralias; près de la tuillerie de Campo.

Fig. 3 — Le Pliocène marin déformé à l'Est de Sobral da Lagoa.

Fig. 4 — Le Pliocène marin déformé de Salir do Porto.

Fig. 1 — Le dôme doléritique de Famalicão.

Fig. 2 — Le dôme doléritique de Roliça.

Fig. 3 — Le filon doléritique de Tornada.

Fig. 4 — Les sources sulfureuses sur la rive du Rio Arnoia en amont de Obidos.

PLANCHE X

Fig. 1 — *Cardium (Trachycardium) multicostatum* Br. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 34 mm × 38 mm.
Fig. 2 — *Donax variegatus* (Gmell). Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 16 mm × 34 mm.
Fig. 3 — *Psammobia faroensis* Chemn. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 29 mm × 54 mm.
Fig. 4 — *Donax variegatus* (Gmell). Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 13 mm × 28 mm.
Fig. 5 — *Chlamys scabrella* Lam. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 38 mm × 43 mm.
Fig. 6 — *Fissurella graeca* (Linné). Nadadouro. Dim. 12 mm × 9 mm.
Fig. 7 — *Emarginula reticulata* Sow. Nadadouro. Dim. 10 mm × 6 mm.
Fig. 8 — *Emarginula reticulata* Sow. Nadadouro. Dim. 11 mm × 7 mm.
Fig. 9 — *Crepidula crepidula* Linné. Águas Santas. Dim. 9 mm × 10 mm.
Fig. 10 — *Dentalium (Antale) badense* Partsch, var *pliocenica* Sacco. Águas Santas. Dim. 25 mm × 5 mm.
Fig. 11 — *Dentalium (Antale) badense* Partsch, var *pliocenica* Sacco. Águas Santas. Dim. 17 mm × 3 mm.
Fig. 12 — *Dentalium (Antale) badense* Partsch, var *pliocenica* Sacco. Águas Santas. Dim. 22 mm × 5 mm.
Fig. 13 — *Cardium (Trachycardium) multicostatum* Br. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 29 mm × 34 mm.
Fig. 14 — *Natica millepunctata* (Lam). Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 32 mm × 34 mm.
Fig. 15 — *Calyptraea chinensis* (Linné) var. *muricata* Brocchi. C. do Negrelho. Dim. 18 mm × 19 mm.
Fig. 16 — *Sinum striatum* M. de Serres. C. do Negrelho. Dim. 31 mm × 23 mm.
Fig. 17 — *Crepidula crepidula* Linné. C. do Negrelho. Dim. 12 mm × 16 mm.
Fig. 18 — *Lima inflata* Chemn. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 33 mm × 28 mm.
Fig. 19 — *Natica millepunctata* (Lam.). Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 33 mm × 31 mm.
Fig. 20 — *Calyptraea chinensis* (Linné). C. do Negrelho. Dim. 39 mm × 37 mm.
Fig. 21 — *Strombiformis (Subularia) subulata* Donovan. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 16 mm × 3 mm.
Fig. 22 — *Capulus ungaricus* Linné. Nadadouro. Dim. 17 mm × 14 mm.
Fig. 23 — *Capulus ungaricus* Linné. Nadadouro. Dim. 14 mm × 11 mm.
Fig. 24 — *Calyptraea chinensis* (Linné). C. do Negrelho. Dim. 27 mm × 24 mm.
Fig. 25 — *Fissurella italica* Defr. Vale de Cabras (Pombal). Dim 36 mm × 25 mm.
Fig. 26 — *Dentalium (Antale) badense* Partsch var. *pliocenica* Sacco. Águas Santas. Dim. 30 mm × 5 mm.
Fig. 27 — *Echinocyamus pusillus* (Mull). Águas Santas. Dim. 5 mm × 5 mm.
Fig. 28 — *Dentalium (Antale) badense* Partsch. Águas Santas. Dim. 22 mm × 4 mm.
Fig. 29 — *Chlamys excisa* Born. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 68 mm × 71 mm.
Fig. 30 — *Meretrix chione* Linné. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 62 mm × 47 mm.
Fig. 31 — *Cardium norvegicum* Spengler. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 50 mm × 51 mm.
Fig. 32 — *Lunularia conica* Busk. Águas Santas. Dim. 7 mm × 7 mm.
Fig. 33 — *Cardium hians* Br. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 29 mm × 47 mm.
Fig. 34 — *Astarte fusca* Poli. Vale da Bouchada (Pombal). Dim. 21 mm × 23 mm.
Fig. 35 — *Astarte fusca* Poli. Vale da Bouchada (Pombal). Dim. 22 mm × 24 mm.
Fig. 36 — *Chlamys excisa* Born. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 80 mm × 83 mm.
Fig. 37 — *Cardium hians.* Lam. Vale Farpado (Pombal). Dim. 55 mm × 44 mm.
Fig. 38 — *Pecten benedictus* Lam. Vale Farpado (Pombal). Dim. 97 mm × 108 mm.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38

PLANCHE XI

Fig. 39 — *Nassa (Arcularia) gibbosula* Linné. Águas Santas. Dim. 15 mm × 10 mm.
Fig. 40 — *Muricopsis carvalhoi* Cox. Águas Santas. Dim. 12 mm × 6 mm.
Fig. 41 — *Pollia moraisi* Cox. Águas Santas. Dim. 16 mm × 8 mm.
Fig. 42 — *Nassa (Arcularia) gibbosula* Linné. Águas Santas. Dim. 14 mm × 9 mm.
Fig. 43 — *Conus striatulus* Brocchi. Águas Santas. Dim. 16 mm × 9 mm.
Fig. 44 — *Muricopsis carvalhoi* Cox. Águas Santas. Dim. 15 mm × 6 mm.
Fig. 45 — *Conus striatulus* Brocchi. Águas Santas. Dim. 11 mm × 6 mm.
Fig. 46 — *Nassa (Arcularia) gibbosula* Linné. Águas Santas. Dim. 15 mm × 10 mm.
Fig. 47 — *Cymatium (Triton) distortum* (Br.). Águas Santas. Dim. 32 mm × 21 mm.
Fig. 48 — *Pollia moraisi* Cox. Águas Santas. Dim. 18 mm × 10 mm.
Fig. 49 — *Ringicula buccinea* Brocchi. Águas Santas. Dim. 5 mm × 3 mm.
Fig. 50 — *Nassa (Hinia) musiva* Brocchi. Águas Santas. Dim. 15 mm × 7 mm.
Fig. 51 — *Nassa strobeliana* Cocc. Águas Santas. Dim. 27 mm × 12 mm.
Fig. 52 — *Nassa (Hinia) musiva* Brocchi. Águas Santas. Dim. 5 mm × 2 mm.
Fig. 53 — *Ringicula buccinea* Brocchi. Águas Santas. Dim. 5 mm × 2 mm.
Fig. 54 — *Pollia moraisi* Cox. Águas Santas. Dim. 18 mm × 10 mm.
Fig. 55 — *Cymatium affine* Deshayes. Águas Santas. Dim. 35 mm × 22 mm.
Fig. 56 — *Nassarius (Uzita) malachiasi* Cox. Águas Santas. Dim. 37 mm × 20 mm.
Fig. 57 — *Nassa pyrenaica* Font. var. *compacta* Font. Águas Santas. Dim. 13 mm × 12 mm.
Fig. 58 — *Nassa (Hinia) musiva* Brocchi. Águas Santas. Dim. 16 mm × 8 mm.
Fig. 59 — *Nassa (Desmoulea) conglobata* (Brocchi). Nadadouro. Dim. 22 mm × 18 mm.
Fig. 60 — *Ancilla obsoleta* Brocchi. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 38 mm × 13 mm.
Fig. 61 — *Trivia parvosphaera* Sacco. Nadadouro. Dim. 15 mm × 13 mm.
Fig. 62 — *Mitra alligata* Defr. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 29 mm × 9 mm.
Fig. 63 — *Nassa (Hinia) musiva* Brocchi. Águas Santas. Dim. 16 mm × 8 mm.
Fig. 64 — *Nassa macrodon* Bronn. Águas Santas. Dim. 20 mm × 11 mm.
Fig. 65 — *Nassa (Desmoulea) conglobata* Brocchi. Nadadouro. Dim. 22 mm × 18 mm.
Fig. 66 — *Nassarius (Uzita) malachiasi* Cox. Águas Santas. Dim. 36 mm × 22 mm.
Fig. 67 — *Nassa mutabilis* Linné. Igreja de Carnide. Dim. 37 mm × 26 mm.
Fig. 68 — *Vermetus (Petaloconchus) glomeratus* Linné. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 33 mm × 25 mm.
Fig. 69 — *Clavatula depereti* Fontannes. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 32 mm × 13 mm.
Fig. 70 — *Fasciolaria (Pleuroploca) fimbriata* (Brocchi). Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 52 mm × 25 mm.
Fig. 71 — *Clavatula depereti* Fontannes. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 30 mm × 15 mm.
Fig. 72 — *Vermetus (Petaloconchus) glomeratus* Linné. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 36 mm × 23 mm.
Fig. 73 — *Nassa mutabilis* Linné. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 39 mm × 28 mm.
Fig. 74 — *Cymatium affine* Desh. Águas Santas. Dim. 45 mm × 27 mm.
Fig. 75 — *Cymatium (Triton) distortum* (Br.). Águas Santas. Dim. 34 mm × 22 mm.
Fig. 76 — *Genotia ramosa* Bast. Vale Farpado (Pombal). Dim. 54 mm × 17 mm.
Fig. 77 — *Turritella (Haustator) vermicularis* Brocchi. Águas Santas. Dim. 64 mm × 22 mm.
Fig. 78 — *Fasciolaria (Pleuroploca) fimbriata* (Brocchi). Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 45 mm × 19 mm.
Fig. 79 — *Fasciolaria (Pleuroploca) lawleyana* D'Ancona. C. do Negrelho. Dim. 38 mm × 26 mm.
Fig. 80 — *Cassidea (Semicassis) laevigata* Defr. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 45 mm × 35 mm.
Fig. 81 — *Murex (Tritonalia) imbricata* Br. Nadadouro. Dim. 33 mm × 23 mm.
Fig. 82 — *Nassa mutabilis* Linn. var. *pliomagna* Sacco. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 36 mm × 24 mm.
Fig. 83 — *Nassa mutabilis* Linn. var. *pliomagna* Sacco. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 35 mm × 23 mm.
Fig. 84 — *Cancellaria (Bivetia) cancellata* Linné. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 32 mm × 23 mm.
Fig. 85 — *Purpura af. haemastoma* Linné. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 59 mm × 49 mm.
Fig. 86 — *Cassidea protesticulus* Sacco. C. do Negrelho. Dim. 48 mm × 34 mm.
Fig. 87 — *Cassidea (Semicassis) laevigata* Defr. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 49 mm × 39 mm.
Fig. 88 — *Cassidea protesticulus* Sacco. C. do Negrelho. Dim. 48 mm × 34 mm.
Fig. 89 — *Ficus reticulatus* Lam. Igreja de Carnide (Pombal). Dim. 52 mm × 36 mm.

39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Morphologie et tectonique du littoral portugais.

Vu et approuvé :

Paris, le 27 Novembre 1958

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

J. PERES

Vu

et Permis d'imprimer :

Le Récteur de l'Académie

de Paris,

Jean SARFAILH

Composição, impressão e gravuras: Bertrand (Irmãos), Lda. — Travessa da Condessa do Rio, 7 — Lisboa